

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О. Ю. ШМИДА

М. В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1975

Основы тектонофизики. Гзовский М. В. М., «Наука», 1975, 536стр.

Тектонофизика — новая отрасль наук о Земле, развивающаяся на стыке геотектоники, геофизики и физики и изучающая физические закономерности тектонических процессов.

Настоящая книга М. В. Гзовского, одного из создателей тектонофизики и ведущего специалиста в этой области в СССР и за рубежом, представляет собой посмертное издание его важнейших работ, публиковавшихся в различное время и еще не опубликованных. Собранные вместе и систематизированные, они дают последовательное изложение основных разделов тектонофизики. В книге обосновываются задачи и содержание тектонофизики и ее физические основы, в том числе основы метода моделирования тектонических процессов. Рассматриваются механизм и закономерности образования в земной коре складок и разрывов и связанные с ним тектонические поля напряжений. Эта группа вопросов непосредственно связана с проблемами прогнозирования и разведки месторождений полезных ископаемых. Излагаются основные вопросы применения тектонофизики при интерпретации данных о новейших и современных тектонических движениях, при изучении глубинных процессов, при оценке сейсмической опасности, при изучении напряженного состояния земной коры и оценке энергии тектонических процессов.

Столь полная по охвату вопросов и объему материала работа по тектонофизике публикуется впервые.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, тектонистов, тектонофизиков, геофизиков, сейсмологов и специалистов по горному делу.

Илл. 154, табл. 26, библиогр. 1039 назв.

Редакционная коллегия:

чл.-корр. АН СССР В. В. БЕЛОУСОВ, чл.-корр. АН СССР М. В. МУРАТОВ,
канд. физ.-матем. наук Д. Н. ОСОКИНА (отв. редактор),
канд. техн. наук А. В. МИХАЙЛОВА (зам. отв. редактора),
д-р техн. наук А. С. ГРИГОРЬЕВ,
канд. геогр. наук А. А. НИКОНОВ, О. И. ГУЩЕНКО

МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ ГЗОВСКИЙ

Становление и развитие современной тектонофизики неразрывно связано с именем Михаила Владимировича Гзовского — выдающегося советского геолога и геофизика.

Михаил Владимирович Гзовский родился в 1919 г. в Ростове-на-Дону. В 1938 г. он поступил в Московский геолог-разведочный институт и в 1943 г. закончил его. В 1943–1944 гг. находился на Центральном фронте Отечественной войны. В 1944 г. после госпиталя поступил в аспирантуру МГРИ.

В течение последующих трех лет, с 1944 по 1946 г., М. В. Гзовский вел региональные геологические исследования в Северной Армении, где проявил себя как острый наблюдатель и превосходный геолог-съемщик. Используя новые смелые приемы картирования вулканогенных пород, он расшифровал сложную структуру Алавердинского рудного района. Материал, собранный в Армении, составил содержание кандидатской диссертации «Связь складчатости и колебательных движений на примере Малого Кавказа», защищенной им в 1947 г.

В этот период времени М. В. Гзовского привлекли общие вопросы геотектоники, связанные главным образом с развитием геосинклиналей. Ему принадлежит анализ истории развития Тавро-Кавказской геосинклинали. Составленные им палеотектонические профили, пересекающие всю геосинклинали, явились одним из первых примеров рассмотрения истории целой геосинклинали для полного тектонического цикла. Этим же методом составления палеотектонических профилей М. В. Гзовским была рассмотрена история развития каледонской геосинклинали Британских островов. В результате были выяснены некоторые важные закономерности развития колебательных движений земной коры в геосинклиналях, а среди крупных структур были выделены прямые и обращенные антиклинории и синклинории, что имело практическое значение.

В 1947–1950 гг. М. В. Гзовский вместе с В. В. Белоусовым проводил полевые геологические исследования в Восточных Альпах и в Венгрии. В дальнейшем им была написана обобщающая работа по геологии Венгрии. В эти годы М. В. Гзовский уже проявил себя как оригинальный и талантливый геолог, сочетающий огромную эрудицию, глубокое знание геологии СССР и зарубежных стран с масштабностью мышления и даром редкой геологической интуиции.

С 1944 по 1950 гг. М. В. Гзовский преподавал в МГРИ общую и структурную геологию, вел курсы геокартирования и геотектоники. И тогда и позже, когда он в 1950–1968 гг. читал в МГУ курсы лекций по геотектонике и тектонофизике, он обнаружил качества прекрасного педагога. Его редкая способность передавать свой опыт и знания другим сказалась и в его общении с молодыми сотрудниками, которыми в дальнейшем пополнялась его лаборатория.

Свое истинное призвание М. В. Гзовский нашел, когда он, придя в 1950 г. в Геофизический институт АН СССР (ныне — Институт физики Земли АН СССР) стал заниматься вопросами механизма образования

складок и разрывов в горных породах. Поскольку складки и разрывы в земной коре образуются в результате физических процессов деформирования и разрушения вещества коры, их изучение должно сочетать тектонические и физические методы, быть тектонофизическим. Так М. В. Гзовский пришел к необходимости заняться тектонофизикой, и она стала смыслом и делом его жизни.

Для того чтобы оценить тот научный подвиг, который совершил М. В. Гзовский, надо вспомнить, каковы были представления о механике тектонических деформаций в конце 40-х годов, когда работы М. В. Гзовского в этой области только начинались. Это была весьма странная смесь взятых из физики и механики элементарных сведений, далеко не всегда правильно понятых, и суждений, часто невежественных с точки зрения той же физики. М. В. Гзовский взялся за решение титанической задачи — сделать из нее настоящую науку. Он погрузился в изучение соответствующих разделов физики, механики, геофизики, физики горных пород и математики, установил контакты с ведущими исследователями в области деформаций и разрушения твердых тел и сумел уже через несколько лет стать специалистом в этих вопросах. Применяя добытые знания к объяснению условий развития тектонических деформаций и разрывов, он в последующие годы заложил истинно научные основы тектонофизики.

Надо подчеркнуть, что разработка основ тектонофизики отнюдь не состояла в простом переносе в тектонику тех или иных положений из физики или теории упругости и пластичности. Тектонические деформации, в отличие от тех, которые обычно рассматриваются физиками и инженерами, протекают в огромных объемах неоднородного материала в поле силы тяжести и в течение длительных периодов геологического времени. Специфика условий, в которых развиваются тектонические процессы, требовала надлежащей переработки имевшихся знаний и их существенного расширения. Поскольку эти особенности тектонических условий не поддаются точному расчету, необходимо было использовать эксперимент. М. В. Гзовский берется и за эту задачу и в короткое время разрабатывает теорию тектонического моделирования, основанную на принципе подобия, но обогащенную элементами, делающими этот принцип применимым к тектонике. Много усилий им было потрачено на создание эквивалентных материалов, которые по своим свойствам наиболее отвечали бы условиям подобия. Такие упруговязкие материалы были созданы. Проявив незаурядные способности конструктора, М. В. Гзовский разрабатывает ряд специальных приборов для тектонического моделирования, в которых воспроизводимость требуемых условий и точность регистрации сочетается с выразительной демонстративностью.

В 1954 г. в журнале «Известия АН СССР», серия геофизическая, вышли в свет программные статьи М. В. Гзовского: «О задачах и содержании тектонофизики», «Тектонические поля напряжений», «Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов», положившие начало современной тектонофизике. В дальнейшем он вводит представление о тектонических полях напряжений и разрабатывает методы их изучения в полевых условиях и на моделях; разрабатывает физическую теорию тектонических разрывов; исследует закономерности образования складок различного типа; вводит использование градиентов скорости тектонических движений при сейсмрайонировании и для оценки напряженного состояния недр; рассматривает вопросы применения тектонофизики при поисках и разведке полезных ископаемых и для оценки сейсмической опасности. М. В. Гзовский был одним из организаторов и основных докладчиков Первого Всесоюзного тектонофизического совещания, состоявшегося в Москве в 1957 г.

Параллельно с разработкой основных вопросов тектонофизики М. В. Гзовский с 1949 по 1961 г. проводит региональное геологическое и тектонофизическое изучение Байджансайского антиклинория в хребте

Каратау. Используя разработанные им тектонофизические методы, он впервые восстанавливает тектонические поля напряжений и характеризует механизм образования основных складок и разрывов антиклинория.

В 1962 г. М. В. Гзовский блестяще защищает докторскую диссертацию «Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория», которая выходит в свет в виде двухтомной монографии (1959 г. и 1963 г.). В 1964 г. выходит написанная в соавторстве с В. В. Белоусовым «Экспериментальная тектоника».

В 1964 г. М. В. Гзовский организует в ИФЗ АН СССР группу тектонофизики, преобразованную в 1968 г. в лабораторию тектонофизики.

В эти годы М. В. Гзовский развивает новый комплекс проблем, главными задачами которого были создание количественной физической теории тектонических процессов и изучение напряженного состояния земной коры. Он впервые получает оценки касательных напряжений в земной коре и энергии тектонических процессов на территории СССР. Вместе с сотрудниками он разрабатывает количественные тектонофизические методы определения величины и скорости деформации в разных тектонических зонах, рассматривает возможность оценки реологических свойств различных слоев земной коры по параметрам распространения сейсмических волн, начинает моделирование влияния разрывов на тектоническое поле напряжений. В 1969 г. М. В. Гзовский закончил новую книгу «Математика в геотектонике», которую он рассматривал как пролог к будущей монографии по тектонофизике. Книга вышла в октябре 1971 г., когда автора уже не было в живых. М. В. Гзовским опубликовано более 100 научных работ.

М. В. Гзовский создал не только научное направление, но и научную школу. Большое число геологов и геофизиков считает его своим учителем. Его работы опубликованы в США, Канаде, Франции, Англии, Финляндии, ГДР, ВНР, КНР и других странах. Результаты исследований М. В. Гзовского широко используются в геотектонике, геофизике, разведочной геологии, горном деле и инженерной геологии.

Михаил Владимирович был исключительно яркой и сильной личностью, образцом настоящего Ученого и Человека. В нем поражало гармоничное сочетание огромной силы воли и характера, высокой принципиальности с необыкновенной добротой, сердечностью и простотой. Он был отличным товарищем, одним из тех людей, которые делают жизнь светлее.

Двадцать лет жизни М. В. Гзовский посвятил своему детищу — тектонофизике. Его работоспособность была удивительной. Он работал всегда. И не только за письменным столом или в экспедициях. Мысли об очередных задачах постоянно были с ним и ими он жил. Это был ученый страстно преданный науке. Поэтому он успел сделать так много.

Без преувеличения можно сказать, что М. В. Гзовскому удалось сделать то, что редко выпадает на долю отдельного, даже очень талантливого, ученого. Здесь мы имеем редкий пример того, как целая научная дисциплина может быть создана одним человеком.

Сейчас, через два десятилетия после того, как М. В. Гзовский начал свои тектонофизические исследования, закономерности, которым следуют тектонические деформации, нам кажутся простыми и обычными. Они давно уже прочно осели на страницах учебников по структурной геологии и геотектонике. И мы уже так к ним привыкли, как если бы они были нам известны всегда. Но на самом деле эта простота явилась результатом колоссальной работы человека, перед исследователем талантом и энергией которого мы должны преклоняться.

Редколлегия

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение тектонических процессов, развивающихся в верхних слоях Земли и, прежде всего, в ее твердой оболочке, литосфере, в течение многих десятилетий проводилось параллельно двумя самостоятельными науками — геотектоникой и геофизикой, которые при одинаковом предмете исследования, резко отличались подходом к изучению тектонических явлений, методами исследований и масштабам временных интервалов изучаемых явлений. Серьезные трудности, возникающие при попытках создания единой теории тектонического развития Земли, в связи с невозможностью прямых наблюдений за глубинными процессами, могут быть преодолены только на пути синтеза геологических и геофизических исследований и создания единой комплексной науки о Земле.

Проявлением процесса развития единой науки о Земле является возникновение тектонофизики — нового направления, которое выделилось и стало быстро развиваться в последние два-три десятилетия на стыке геотектоники, геофизики и физики.

Одним из создателей тектонофизики и ведущим специалистом в этой области исследования является Михаил Владимирович Гзовский — выдающийся советский геолог-тектонист и геофизик. Научная деятельность М. В. Гзовского началась в период, когда тектонофизика представляла собой массу разрозненных фактов и противоречащих друг другу, часто неверных, их объяснений. М. В. Гзовский, в результате многолетнего труда, превратил тектонофизику в стройную научную систему. Современная тектонофизика, ее физические основы, оригинальные полевые и экспериментальные методы исследований были разработаны и обоснованы именно работами М. В. Гзовского.

Объектом изучения тектонофизики является твердая оболочка Земли, в первую очередь участки земной коры, начиная с отдельных толщ пород и кончая корой в целом. Тектонофизика занимается разработкой объективных количественных методов определения физических величин: деформаций, напряжений, энергии, которые соответствуют таким проявлениям тектонических процессов, как горизонтальные и вертикальные движения, образование складок и разрывов, возникновение землетрясений. Основным содержанием тектонофизики является установление общих закономерностей распределения напряжений и развития деформаций и разрывов в земной коре при различных конкретных механизмах ее деформирования. При этом важнейшее значение придается задаче определения напряженного состояния на глубине по движениям, регистрируемым на поверхности коры. Результаты тектонофизических исследований могут быть использованы при решении ряда важнейших практических и теоретических вопросов геологии и геофизики, в том числе при поиске, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых, при изучении причин глубинных процессов, при прогнозе сейсмической опасности.

Новые возможности, открываемые тектонофизикой, М. В. Гзовский характеризовал следующим образом: «Тектонофизические исследования,

наряду с другими, в ближайшем будущем будут положены в основу решения ряда важнейших проблем геологии. Во-первых, расширятся возможности прогноза деталей структуры на глубину и в плохо обнаженных районах... В будущем большое значение будут иметь поиски и разведка скрытых месторождений полезных ископаемых, поэтому значение прогноза деталей структуры на глубину с течением времени будет возрастать. Этот прогноз будет полезен также при разработке месторождений и при инженерно-геологических изысканиях в местах строительства крупных сооружений. Во-вторых, с помощью тектонофизических исследований, в совокупности с тектоникой, геофизикой и другими геологическими науками, можно будет использовать данные о геологии верхней части земной коры для исследований глубинных геологических процессов, происходящих в нижней половине коры и в верхней части, подкорковой оболочки (мантии). Таким путем удастся установить причины тектонических движений, которые являются предметом острой дискуссии на протяжении всей истории геологии. Тектонофизика, дополняя петрологию, открывает путь к выяснению условий возникновения магм различного химического состава. В-третьих, тектонофизика дает дополнительные возможности при изучении геофизических явлений. Она способствует выяснению напряженного состояния вещества в недрах Земли, прогнозу землетрясений и объяснению гравитационных аномалий. Перечисленные геологические и геофизические проблемы имеют большое теоретическое значение. Их разрешение позволит выяснить многие разнообразные практические задачи, далеко не все из которых можно предвидеть заранее» [195].

Настоящая книга была задумана вначале как сборник избранных опубликованных и неопубликованных трудов Михаила Владимировича Гзовского, включающий наиболее принципиальные и важные из его работ по тектонофизике. Однако в процессе подготовки сборника, проводившейся редколлегией, в основном учениками и сотрудниками М. В. Гзовского, сборник превратился в достаточно последовательное изложение основных вопросов тектонофизики.

Определенное своеобразие данной книги связано с тем, что некоторые взгляды автора эволюционировали по мере накопления геотектоники и геофизикой нового фактического материала. Так, если в работах 50-х годов автор подчеркивал преобладающую активную роль вертикальных сил в тектонических процессах, то в работах последних лет он пришел к выводу, что «в земной коре сложным образом сочетаются действия вертикальных и горизонтальных активных сил».

Книга состоит из семи основных разделов. В них излагаются: история и задачи тектонофизики (раздел I), физические основы тектонофизики (раздел II), физическая теория тектонических процессов (раздел III), вопросы использования тектонофизики при изучении сейсмической опасности (раздел IV), а также тектонических движений и глубинных процессов (раздел V), вопросы изучения напряженного состояния земной коры и энергии тектонических процессов (раздел VI), перспективы развития тектонофизики (раздел VII). Перечисленные разделы образуют, по существу, единую монографию, освещающую современное состояние, методы и основные достижения тектонофизики и являющуюся единственной работой такого рода в СССР и за рубежом.

При составлении книги и работе над ней редколлегия столкнулась с рядом трудностей. Отобранные редколлегией важнейшие работы автора по тектонофизике достаточно хорошо освещают ее основные проблемы, что позволяет строить книгу как монографию. Вместе с тем, пограничное положение и комплексный характер тектонофизики, а также то, что в ряде разделов книги излагается применение ее результатов и методов при решении весьма разноплановых задач смежных с нею отраслей знания, обусловили чрезвычайно широкий круг затрагиваемых в книге во-

просов. В совокупности с особенностями создания данной книги это привело к недостаточно полному изложению некоторых вопросов, дискуссионному характеру отдельных положений и отсутствию в ряде мест ссылок на литературу последних лет. Редколлегия с помощью примечаний поясняла или дополняла такие места. При этом необходимость некоторой доработки материала при подходе к книге как к монографии нередко оказывалась в противоречии с желанием сохранить авторский текст.

В конечном итоге переработка была сведена к минимуму и состояла, как правило, в сокращениях и перестановках; в единичных случаях редколлегия сочла нужным переделать отдельные места книги в соответствии с более поздними представлениями автора. Так, например, в разделе В материал был изложен частично по работе [178], а частично — по главе 36 из работы [195]. В главе 28 при изложении по работе [193] вопроса о градиенте скорости тектонических движений поверхности и переходе от него к скорости деформации на глубине были введены положения, сформулированные автором позже в работе [200]. Некоторые уточнения были введены в главе 4 при рассмотрении зависимости, связывающей величины интенсивностей напряжения с интенсивностями деформации, в главе 3 и др. В ряде глав из-за ограниченности объема пришлось исключить часть материала источника. Наиболее существенные сокращения были сделаны в главах 1, 4, 7, 10, 11, 12, 13, 18 и 23.

В книге не представлены геологические и тектонические работы М.В. Гзовского, а также часть его сейсмотектонических работ. Читатель может найти перечень этих работ в полном списке научных трудов автора, приведенном в конце книги. Библиография, содержащая более 1000 названий, составлена в основном из работ, цитируемых автором, а также из ссылок, приведенных в примечаниях; в отдельных случаях ссылки на работы последних лет введены в основной текст. Библиография включает большинство работ по тектонофизике и некоторым связанным с ней областям науки и поэтому представляет самостоятельный интерес.

В конце книги приведен список источников — работ, использованных при ее составлении. В книгу включено несколько работ, написанных М. В. Гзовским в соавторстве с другими исследователями; в этих случаях соавторы указываются в списке источников.

В заключение необходимо отметить, что в работе над книгой, кроме членов редколлегии, участвовали сотрудники лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР З.Е. Шахмурадова, Н.Ю. Цветкова, В.В. Степанов. В оформлении рукописи принимали участие В.В. Кудряшова, Г.А. Грязнова, Т.П. Мальгина, В.Н. Пульников и А.А. Ломакин.

В работу над рукописью и ее редактирование вложила много душевных сил, энергии и труда Г.В. Гзовская — жена и верный друг М.В. Гзовского.

Редколлегия

I

ИСТОРИЯ И ЗАДАЧИ ТЕКТОНОФИЗИКИ

ВВЕДЕНИЕ

Изучением общих геологических закономерностей распространения складок и разрывов и выявлением истории их возникновения, в связи с общим развитием Земли и земной коры, занимается геотектоника, которая широко использует различные геологические методы исследования. Однако одних геологических наблюдений, которые проводятся на поверхности земли или на весьма небольшой глубине, оказывается недостаточно, так как они не дают возможности наблюдать во времени процессы деформирования земной коры и измерять деформации и напряжения в любых ее точках.

Чтобы всесторонне изучить процесс образования складок и разрывов, требуется не только осветить закономерности их распространения и историю возникновения, но также выяснить механизм их формирования. Поскольку деформации и нарушения сплошности слоев в земной коре представляют собой физические процессы, их нужно изучать физическими методами. Следовательно, задача изучения механизма образования складок и разрывов в земной коре является не только тектонической, но и физической. Для ее решения возникло особое направление, за которым укрепилось название «тектонофизика». Таким образом, общая задача тектонофизики заключается в освещении механизма развития деформаций и разрывов, возникающих в земной коре благодаря действию глубинных процессов.

В результате таких деформаций и разрывов формируются широко распространенные структурные элементы земной коры, которые могут быть названы деформационными структурными элементами. Кроме них, существуют структурные элементы магматического (батолиты, лакколлиты, силлы и др.) и осадочного происхождения (рифовые массивы, тела дельтовых отложений, залежи солей и т. п.). Используя указанный термин, тектонофизику можно определить как учение о механизме развития деформационных структурных элементов земной коры ¹.

Тектонофизика является областью знания, граничной между геотектоникой, геофизикой, механикой горных пород, учением о сопротивлении

¹ Приведенное определение тектонофизики, сформулированное автором в 50-е годы, когда исторически сложившейся главной целью тектонофизических исследований было изучение механизма формирования складчатых и разрывных структур земной коры, достаточно четко отражает наиболее важную задачу тектонофизики. В последующем [197, 199, 203, 802a] автор определял тектонофизику более широко как физическую теорию или физическое рассмотрение тектонических процессов (см. также сноску на стр. 27).—
Прим. ред.

материалов и гидромеханикой. Большое значение имеют связи тектонофизики с учением о полезных ископаемых и другими геологическими науками (минералогией, петрографией, исторической геологией).

Тектонофизика является связующим звеном между геологией и геофизикой; тектонические явления рассматриваются в ней как физические процессы. В тектонофизике геологические данные переводятся на язык количественных характеристик и математики, который свойствен геофизике и всей физике в целом. Благодаря превращению части тектоники в точную науку, открывается возможность количественных сопоставлений данных геологии и геофизики и их совместное использование при решении задач, требующих численных ответов.

Геологическая сторона задачи тектонофизики трудна вследствие того, что развитие земной коры является результатом сложного взаимодействия глубинных и поверхностных процессов, протекающих в недрах Земли, в гидросфере и атмосфере. Образование каждой складки, каждого разрыва происходит в условиях одновременного проявления многих процессов в земной коре. Геологические исследования должны выявлять эти процессы, оценивать их возможное влияние на рост складок и разрывов и давать материал для реконструкции истории формирования последних.

Физическая сторона задачи сложна тем, что в настоящее время видны лишь некоторые результаты деформаций и разрывы, которые удастся наблюдать только на поверхности земли и отчасти в горных выработках. По этим отрывочным данным, отражающим далеко не все результаты весьма медленно протекающего процесса, надо судить о направлении и характере сил, породивших деформации и разрывы, и делать заключения о структуре остальных участков коры, недоступных для непосредственного изучения. Трудность задачи усугубляется большой сложностью внутреннего строения неоднородных и анизотропных, пластически деформируемых слоистых масс горных пород, а также тем, что процессы деформирования и разрушения развиваются чрезвычайно длительно на разных глубинах, т. е. при различных всесторонних давлениях и температурах. Теоретические основы решения задач такого рода составляют содержание пока слабо развитых теорий ползучести, совместного учета упругих и вязких свойств материалов и длительной прочности. Наконец, надо иметь в виду, что физические свойства горных пород, знание которых необходимо для решения такой задачи, еще очень слабо изучены.

Таким образом, трудности, стоящие перед тектонофизикой, достаточно велики. Эти трудности явились причиной малой эффективности многих попыток решения тектонофизических вопросов, которые, начиная с середины XIX века, эпизодически предпринимались различными геологами попутно с выполнением других, чисто геологических исследований.

Успешное решение тектонофизических вопросов возможно только в результате специальной систематической работы комплексного геологического и физического характера, которую надо вести, учитывая все сделанное ранее в этом направлении и правильно понимая современное состояние тектонофизики.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

История тектонофизических исследований может быть правильно понята только на фоне истории изучения структуры земной коры в целом и развития общих геотектонических представлений. Поэтому ниже, уделяя основное внимание тектонофизике, остановимся на основных этапах развития всей геотектоники.

Первый этап — вторая половина XIX века и первые годы XX века.

Вопросы происхождения и механизма образования складок и тектонических разрывов стали актуальными во второй половине XIX века. В результате геологических съемок больших территорий, сложенных осадочными породами, и изучения строения заключенных в них месторождений полезных ископаемых выяснилось чрезвычайно широкое распространение складок и разрывов. Необходимость объяснить складкообразование и его связь с общим развитием земного шара вызвала возникновение контракционной гипотезы развития Земли, которая тогда легко увязывалась с получившей широкое распространение космогонической гипотезой Канта — Лапласа.

Согласно контракционной гипотезе складки считались результатом повсеместного общего сжатия земной коры вследствие охлаждения и сокращения объема подкоревой части Земли. Такое представление о происхождении складчатости являлось тогда господствующим.

В это время зародилось и тектонофизическое направление, начавшее развиваться в соответствии с общими геотектоническими представлениями. Большое значение для развития представлений о складкообразовании имели проведенные в Альпах исследования А. Гейма [810], в результате которых было обращено внимание на широкое развитие в горных породах разнообразных пластических деформаций. Вместе с тем было установлено, что при формировании складок слои, состоящие из различных горных пород, ведут себя неодинаково. Вскоре после этого в геологии сложилось представление о главной роли в механизме складкообразования прослоев более вязких («жестких») пород, которые деформируются путем продольного изгиба и играют роль скелета, определяющего характер складок. Такие прослои были названы «компетентными». Другие прослои из менее вязких пород назывались «некомпетентными». Последние, как тогда считалось, на крыльях крупных складок расплющиваются между компетентными слоями и нагнетаются в места перегибов слоев, где образуют мелкие дополнительные складочки [892].

С контракционной гипотезой были связаны попытки экспериментального воспроизведения складок и сопровождающих их разрывов, предпринятые Х. Кэделем [757], А. Фавром [778], А. Добрэ [776], Б. Вилисом [892]. В связи со скудностью сведений о механических свойствах горных пород и отсутствием достаточно развитых теорий пластичности, прочности и физического подобия, все эти опыты производились без учета надлежащих условий подобия. Большое значение в процессе образования складок придавалось продольному изгибу, который воспроизводился путем продольного сжатия пластин из различных упругих и пластичных материалов: листового железа, цинка, свинца, а также из смесей гипса, воска, смолы и скипидара. Разрывы воспроизводились на призмах из стекла, гипса и парафина.

Эксперименты, посвященные моделированию складок, разрывов и трещин, проводились также Э. Рейером [862].

Способы приложения сил к деформировавшимся образцам во многих опытах сильно отличались от природных и обуславливались стремлением исследователей получить на моделях деформации, геометрически

подобные природным, в то время как материалы моделей не удовлетворяли условиям подобия.

В 1893 г. Г. Беккер [734] предложил гипотезу, объясняющую расположение разрывов, возникающих в сильно деформируемых телах. Эта гипотеза в дальнейшем получила широкое распространение среди геологов и до недавнего времени использовалась во многих работах при объяснении причин возникновения тектонических разрывов. Развивая свою гипотезу, Беккер опирался не на реальные механические свойства горных пород, а на предположенную им аналогию между свойствами горных пород и резины, в результате чего он пришел к неверным представлениям, будто поверхности разрывов, возникающих при деформациях горных пород, совпадают по направлению с поверхностями круговых сечений эллипсоида, являющегося графической характеристикой деформаций около рассматриваемой точки пространства («эллипсоид деформаций»).

Усилия небольшого коллектива русских геологов в конце XIX века были направлены на выявление основных черт геологии огромных пространств Русской равнины, Средней Азии, Сибири, Урала и Кавказа.

В России в 1883—1919 гг. А.П. Карпинский, обобщив данные региональной геологии, сформулировал чрезвычайно важные для геотектоники выводы о повсеместно и постоянно проявляющихся медленных вертикальных колебательных движениях земной коры и заложил основные представления о тектонике платформенных областей земной коры [317].

Второй этап — первые три десятилетия XX века. В течение этого времени обобщение новых данных по геологическому строению многих территорий привело к появлению сомнений в правильности контракционной гипотезы. Поскольку тогда не было предложено достаточно удачных новых гипотез, геотектоника оказалась в состоянии серьезного кризиса. Среди новых гипотез наиболее распространенными были гипотезы горизонтального перемещения материков [126, 818, 881]. Складкообразование согласно этим представлениям является результатом горизонтального сжатия материковых участков земной коры.

Вопрос о механизме образования складок, являвшийся тогда основным с точки зрения тектонофизики, решался путем эпизодических полевых исследований и экспериментов на моделях. При постановке опытов исследователи продолжали исходить из представления о горизонтальном направлении сил, порождающих складки и разрывы (В. Мид [841]; П. Торрей [885]; Т. Линк [835, 837, 838]; Г. Клоос [765, 767, 770]; Ф. Ринне [865]; В. Ридель [864]). В связи с поисками и разведкой нефтяных месторождений, приуроченных к складкам, которые считались образованными вследствие всплывания соли из-под более тяжелых пород. Т. Линк [837] провел несколько опытов, в которых складки создавались в результате вертикального давления снизу вверх на горизонтально лежащие слои.

При подборе материалов для моделей их свойства по-прежнему выбирались не на основании теории подобия, а либо исходя из неверного стремления как можно больше приблизить свойства модельного материала к свойствам горных пород (Т. Линк), либо путем эмпирического подбора таких материалов, на которых удавалось воспроизвести деформации, геометрически подобные природным (Г. Клоос). Все эти опыты имели сугубо качественный характер.

В это же время в американской геологической литературе выработались своеобразные принципы анализа деформаций и разрывов земной коры, которые не имели достаточного физико-математического обоснования и во многом не соответствовали представлениям, разработанным в механизме (В. Мид [841], В. Бухер [747], Ч. Лизс [400] и др.). Эти принципы первоначально были заимствованы из механики, но без должного понимания их существа, а затем сильно искажались и дополнялись зача-

стью неграмотными соображениями, не учитывавшими механических свойств пород. Сформировавшиеся таким путем представления в совокупности составляли набор довольно противоречивых и не увязанных между собой понятий, формалистических построений и приемов интерпретации данных о природных разрывах и складках. Достаточно полное, но некритическое изложение этих представлений можно найти в книге А.В. Пэка [560]. В результате в геологии укоренились своеобразные неверные понятия о напряжениях, деформациях и разрушении, которые вошли в учебники по структурной геологии и геотектонике.

Для развития тектонофизики большое значение имела разработка метода изучения пластических деформаций в горных породах при помощи поляризационного микроскопа и столика Е.С. Федорова. Этот метод, предложенный и развитый Б. Зандером [869,870] и В. Шмидтом [876], получил название петротектонического. Он основан на представлении о том, что различная ориентированность в расположении минералов в метаморфизованных горных породах возникает в результате пластических деформаций. Правильность данного исходного положения была подтверждена экспериментально. Петротектонический метод получил в дальнейшем довольно широкое развитие. Большим недостатком современных петротектонических представлений является то, что в них используются выработанные американскими геологами неверные методы и приемы интерпретации деформаций и разрывов.

Наконец, в начале XX века было начато имеющее большое значение для тектонофизики экспериментальное изучение механических свойств горных пород при высоких давлениях. Такие эксперименты производились сперва в связи с задачами строительного дела и разработкой теории прочности материалов [822]. Затем горные породы испытывались под высоким давлением П. Бриджменом [745] и Ф. Адамсом [727—731], пытавшимися решать таким путем некоторые геологические задачи. Главным результатом этих опытов было экспериментальное доказательство способности всех горных пород к большим пластическим деформациям в условиях высокого всестороннего давления. При опытах были получены различные ориентировки слагающих породы минеральных зерен и установлена зависимость пределов прочности пород от всестороннего давления.

Третий этап, началом которого можно считать приблизительно 1930г., характеризуется прежде всего тем, что в развитии геотектоники большое значение приобрели исследования советских геологов. В СССР в это время геологические исследования получили невиданный ранее размах, и в результате были достигнуты большие успехи в изучении геологического строения всей страны.

Высказывавшиеся ранее представления о доминирующей роли вертикальных сил в формировании структуры земной коры стали развиваться крупными отечественными геологами — А.Д. Архангельским, В.В. Белоусовым, В.Е. Хаином, М.В. Муратовым, В.И. Поповым и др. Эти представления позволили объяснить главные особенности проявлений колебательных движений, которые не удавалось понять с позиций контракционной гипотезы. Однако отказ от контракционной гипотезы означал утрату уже установившегося объяснения причин складкообразования.

В рамках новых геотектонических гипотез (Р. Беммелен [736], Б. и С. Виллисы [893], В.В. Белоусов [37]) для объяснения складкообразования пришлось искать новые пути. Одним из них явилось использование высказанного еще в XIX веке Е. Рейером [861], а затем возрожденного Е. Хаарманом предположения, что складки образуются в результате оползания горных пород с крупных поднятий земной коры. Эта гипотеза гравитационного оползания получила довольно широкое распространение.

Затем, для объяснения образования куполовидных складок с ядрами из каменной соли или гипса — так называемых соляных куполов — стало широко использоваться предположение о гравитационном всплывании залегающих на глубине относительно менее плотных пород (соли, гипса) из-под более плотных верхних слоев (Э. Харборт, [805, 806], Д. Бартон [732, 733], В.Е. Руженцев [599], Ю.А.Косыгин [351], А.А. Богданов [74]).

Наконец, третья возможность объяснить образование складок без привлечения контракционной гипотезы заключалась в представлении о местном горизонтальном послойном течении масс, возникающем в результате вертикального раздавливания слоев в отдельных участках коры (М.М. Тетяев [646]). Наиболее полное развитие последней точки зрения было осуществлено В.В. Белоусовым [38–41, 46, 48].

Таким образом, в геотектонике оформилось представление о ведущей роли вертикальных сил в преобразовании структуры земной коры. Горизонтальные силы, под непосредственным действием которых образуются складки, считались при этом следствием вертикальных сил.

Однако в геотектонике сохранились и продолжали развиваться идеи контракционной гипотезы. Существенное отличие относящихся к ней новых воззрений от старой контракционной гипотезы заключалось в представлении о борьбе процессов сжатия и расширения вещества в недрах земного шара. Результатом временного преобладания то сжатия, то расширения предполагалась периодическая пульсация объема подкорового вещества, происходящая на фоне его общего сокращения (пульсационная гипотеза В. Бухера [748], М.А. Усова [663], В.А. Обручева [505]). Причиной складкообразования считались при этом периодические общие сокращения объема подкоровой части Земли. Существенным являлось также предположение о том, что сокращение объема происходит значительно глубже земной коры (гипотеза глубинной контракции П.Н. Кропоткина [367]).

Новые варианты контракционной гипотезы не давали возможности понять основные закономерности медленных вертикальных колебательных движений земной коры. Этим воззрениям противоречили многие детали истории складкообразования: ограниченность участков одновременного роста складок, зарождение складчатости во внутренних частях геосинклиналей и последующая миграция складкообразования в сторону платформ¹.

После 1930 г. значительно развивалось тектонофизическое направление. Прежде всего нужно отметить расширение специальных полевых исследований. Описания складок и разрывов с попытками восстановить условия и причины их формирования приводятся во многих статьях и книгах, посвященных главным образом деталям структуры отдельных участков земной коры. Таковы работы Н.С. Андреева, А.А. Белицкого, В.В. Белоусова, А.А. Богданова, Н.И. Бородаевского, В.В. Бронгулеева, Ф.И. Вольфсона, В.Н. Даниловича, Т.М. Дембо, Е.Е. Захарова и Н.Н. Королева, Г.А. Иванова, И.В. Кирилловой, Ю.А. Косыгина, И.П. Кушнарера, Л.И. Лукина, М.В. Муратова, В.А. Невского, А.М. Овчинникова, Е.Н. Пермякова, А.В. Пэка, Н.П. Семененко, А.А. Сорского, А.С. Храмушева и многих других. Одна часть этих работ посвящена описанию деформаций земной коры в пределах участков месторождений и велась с целью выявления связи между телами полезных ископаемых и различными мелкими элементами структуры. Другая часть проводилась с целью изучения механизма образования складчатых и разрывных структурных форм в земной коре. В нескольких работах успешно был использован упомянутый выше петротектонический метод.

¹ Изложение современных геотектонических гипотез см. в [60, 61, 63а, 922, 929] и др. — *Прим. ред.*

Начиная с 1944 г. тектонофизические исследования под руководством В.В. Белоусова проводились сперва в Лаборатории теоретической геотектоники, а с 1949 г. в Лаборатории тектонофизики Геофизического института АН СССР. Эти работы велись в свете общих представлений о ведущей роли вертикальных сил.

На протяжении 1944–1950 гг. основные усилия были направлены на освещение механизма складкообразования, который изучали на примерах мелких складок. В итоге исследований [43, 351, 352] подтвердилось широкое развитие следов пластического течения в горных породах и были приведены новые доводы в пользу высказанных уже ранее М.М. Тетяевым [64б] и В.В. Белоусовым [38–41] представлений о причинах складкообразования.

В обсуждаемых работах следует различать попытки найти ответы на два вопроса, связанные со складкообразованием: вопрос «почему появляются складки?» касался причин возникновения и характера тех сил, которые непосредственно создают складки; вопрос «как образуются складки?» посвящен самому процессу деформирования слоев.

В ответе на первый вопрос предполагалось, что происходящее в отдельных участках земного шара расширение и всплывание глубинного материала вызывало в земной коре вертикальные силы, направленные снизу вверх. Сопротивление всех слоев коры поднятию и деформации выгибания в участках действия этих сил создало встречные силы, направленные вниз. Поэтому в местах с наибольшей скоростью поднятия на некоторой глубине происходило вертикальное раздавливание слоев и выжимание их материала в горизонтальном направлении в стороны, где и образовывались складки. Таким образом, силы, непосредственно создающие складки, считались действующими в направлении, параллельном слоистости, и возникающими в результате перераспределения материала внутри слоев. Рассматривая перетекание материала вдоль слоев, необходимо было различать участки выжимания и участки нагнетания.

Следует отметить, что сейчас еще не ясно, в какой мере обсуждаемые представления можно переносить на крупные складки, происхождение которых является главной загадкой. Возможность такого же объяснения образования крупных складок, как и мелких, была показана на примере Восточных Альп [43]. Однако в других районах, как, например, в Восточных Карпатах, Донбассе, на Кавказе и в некоторых частях Тянь-Шаня, образование крупных складок трудно объяснить подобной гипотезой.

В гипотезе гравитационного оползания горных пород с поднятий и гипотезе всплывания некоторых горных пород из-под более плотных вышележащих отложений, так же как и в гипотезе вертикального раздавливания, выдвигалось в качестве причины складкообразования горизонтальное перераспределение материала внутри земной коры. Поэтому для сторонников ведущей роли вертикальных сил основной вопрос, требующий дальнейшего изучения, заключался в том, чтобы выяснить, каким образом и почему происходит перераспределение материала в земной коре.

В связи с вопросом «как образуются складки?» в обсуждаемых работах было подчеркнуто, что главной деформацией при формировании мелких дополнительных складок является не изгиб, а продольное расплющивание слоев, которое вызывает увеличение их толщины.

В итоге изучения отдельных мелких складок был сделан вывод о несостоятельности способа рассмотрения складок как результата изгибания слоев, при котором ведущее значение придавалось наиболее вязким пластам. Главная роль в складкообразовании была приписана наименее вязким слоям, и было подчеркнуто, что речь должна идти не об изгибе, а о перераспределении материала внутри отдельных слоев путем его перетекания, оттока из одних участков и скопления в других. В местах оттока толщина слоев уменьшается, а продольное растяжение

более вязких прослоев приводит к возникновению в них будинажа. В местах нагнетания толщина всех слоев увеличивается и результатом такого их набухания являются складки.

Нужно заметить, что проведенные работы были недостаточны для полного опровержения старых представлений, так как явления выжимания наиболее пластичных слоев из одних участков и нагнетания их в другие, с образованием мелких дополнительных складок, отражались и старыми представлениями. Выводы о механизме формирования мелких дополнительных складок рискованно распространять на все, в том числе и крупные складки, механизм образования которых не изучался. Нужно также отметить, что явление изгиба, которое отрицалось в этих работах при анализе изменений толщины слоев, вводилось затем на основании данных о кливаже², механизм появления и способы интерпретации которого еще не ясны. Возможность изгиба неправильно связывалась только с упругими деформациями и считалась несовместимой с пластическими деформациями.

На основании сказанного можно сделать вывод, что в вопросе о механизме формирования складок еще многое осталось неясным и требует изучения.

Наряду со складками и разрывами внимание геологов привлекала называвшаяся будинажем расчлененность слоев на отдельные обрывки, напоминающие по форме плиты или цилиндры. Будинаж был описан в сильно деформированных древних метаморфических породах и более молодых разнообразных осадочных породах [637, 631, 632, 43–45, 764, 763 и др.]. Большинство исследователей будинаж связывался с продольным растяжением слоев при одновременном сжатии их перпендикулярно слоистости. Конкретный механизм этого процесса представлялся разным авторам по-разному. Наиболее подробно с использованием моделирования будинаж был рассмотрен В.В. Белоусовым [43, 45] и Г. Рамбергом [854].

Большое значение имели проведенные Д. Григгсом [784–788] опыты по изучению механических свойств горных пород при высоких всесторонних давлениях в условиях длительного действия касательных напряжений. В результате были получены первые достоверные сведения о вязкости горных пород и о влиянии продолжительности действия напряжений на прочность.

В 50-е годы в СССР было начато изучение процессов деформирования и разрушения горных пород, а также исследование их механических свойств при высоком всестороннем давлении [355, 303, 142, 143, 145, 147].

В начале третьего этапа геологи-экспериментаторы [836, 783] выступили с критикой упоминавшихся выше приемов анализа разрывов, установившихся в геотектонике. Несмотря на горячую дискуссию, большинство геологов и после этого продолжало пользоваться старыми представлениями, основанными на гипотезе Беккера.

Принципиальное значение имели предпринятые М. Губбертом [815], Б.Л. Шнерсоном [708] и Е.Н. Люстихом [420] попытки разработать условия подобия природных тектонических явлений и лабораторных моделей. Ими было показано, что для достижения подобия пластических деформаций необходимо, чтобы большое изменение геометрических размеров моделей по сравнению с природными объектами и сокращение длительности процесса были компенсированы в моделях весьма значительным снижением вязкости материала по сравнению с горными породами. Условия подобия, которые необходимо соблюдать при моделировании разрывов, в этих работах не были освещены.

² Кливажем называется способность горных пород легко раскалываться на тонкие плиточки вдоль почти параллельных плоскостей, имеющих определенную ориентировку в пространстве. — *Прим. автора.*

За рубежом в 30–40-е годы моделирование велось эпизодически и притом в весьма небольшом объеме Л. Неттлетоном [846] и М. Добриным [777], которые воспроизводили механизм всплывания соли из-под более тяжелых горных пород. В этих опытах вязкость моделей подбиралась в соответствии с условиями подобия для пластических деформаций, но учет этих условий производился непоследовательно.

В советских тектонофизических исследованиях моделирование тектонических явлений играло большую роль. Систематическое моделирование было начато В.В. Белоусовым в 1944 г. Материалы моделей в опытах, посвященных изучению складок, выбирались в соответствии с общими требованиями теории подобия. Однако при моделировании разрывов условия подобия не учитывались, так как они не были известны, и материалы подбирались эмпирически; при этом стремились добиться сходства в морфологии и истории образования разрывов на моделях и в природе. При таком моделировании удавалось получать лишь чисто качественные результаты, которые, несмотря на это, нередко представляли значительный интерес. Так, например, было доказано, что при образовании поднятия слоев в результате действия вертикальных сил на некоторой глубине могут происходить выжимание наиболее пластичного материала из осевой части поднятия и нагнетание его в сторону крыльев. Эти опыты показали, что представления В. В. Белоусова о причинах возникновения складок, с точки зрения механики, правдоподобны. Интересны опыты В. В. Белоусова и Е. И. Чертковой по воспроизведению будинажа, подтвердившие правильность его гипотезы [45].

Эпизодические эксперименты по воспроизведению на моделях трещин и кливажа, правда без учета условий подобия, проводились также Е. Н. Пермяковым [537] и А. А. Белицким [32].

Следует отметить, что в это время тектонофизические исследования с использованием моделирования были успешно начаты в КНР [758–760]. В этих работах, в частности, было отмечено, что гипотеза прочности Г. Беккера не соответствует экспериментам и полевым наблюдениям.

В 1940 г. для координации исследований тектонофизического характера Американский геофизический союз создал секцию тектонофизики.

Из сделанного в эти годы необходимо отметить принципиальную важность попыток математического решения вопросов, связанных с механизмом складкообразования и формирования разрывов. Эти попытки были начаты Л. С. Лейбензоном [396], определившим динамическо-температурные условия образования складчатости на поверхности земного шара при его охлаждении. Б. Л. Шнеерсон [710, 711] рассмотрел процесс формирования складок гравитационного всплывания; Р. Уоллэс [888] и В. Хефнер [804] теоретически определили траектории максимальных касательных напряжений, сопровождающих рост складок в земной коре под действием вертикальных и горизонтальных сил.

В конце 40-х годов значительно повысился интерес к тектоническим разрывам. Это было вызвано отставанием данного раздела тектонофизики от представлений о складкообразовании и широким развитием в СССР работ по прогнозу землетрясений. Результаты изучения закономерностей формирования разрывов, полученные к 1952 г., были опубликованы В. В. Белоусовым [45, 46, 48], более поздние исследования освещены в работах М. В. Гзовского [176–178; 182]³.

В результате исследований выяснилось, что при существующем уровне физических основ тектонофизики успешное разрешение главных ее вопросов не может быть достигнуто. Старые представления о деформациях и разрывах и о методах их интерпретации в ряде случаев должны быть отброшены. Вместо них следует использовать обычные, принятые в физике и успешно используемые в технике представления. Однако

³ См. также работы автора [180, 181, 189, 195, 199, 213–215]. — *Прим. ред.*

ряд упрощений, допустимых в технике, нельзя сохранять при рассмотрении тектонических процессов. Так, например, нас не может удовлетворить ни одна из гипотез прочности, поскольку в них не учитывается роль времени. Стала очевидной необходимость значительного улучшения тектонического моделирования.

Следует отметить, что в большинстве опубликованных исследований по тектонофизике рассматривались не все стороны процесса деформирования земной коры, а лишь некоторые их результаты — мелкие или крупные складки, будинаж, разрывы, одни мелкие или одни крупные структурные формы. Соотношения между всеми этими явлениями и длительным общим тектоническим развитием крупных территорий обычно освещены были очень мало. Рассматривая многие работы, приходится констатировать эпизодичность и известную случайность в выборе объектов для изучения. Приводя интересные фактические данные и уделяя внимание второстепенным деталям, авторы не рассматривали основных принципиальных вопросов. Это являлось следствием того, что большинство исследователей не занималось тектонофизикой систематически и поэтому не могло ставить и решать крупные принципиальные вопросы теоретического и методического характера.

Таково было состояние тектонофизических исследований в 1950 г., когда автор начал работать в области тектонофизики в Лаборатории тектонофизики Геофизического института АН СССР (ныне Институт физики Земли АН СССР). К этому времени многое было сделано, но еще больше осталось неясностей, касавшихся ряда принципиальных положений, включая даже общее направление работы. Каждое представление требовало проверки. Нужно было отделить правильные понятия от неправильных, определить, что необходимо делать для дальнейшего развития тектонофизики, какие вопросы первоочередные. Начались исследования по рассмотрению основных вопросов тектонофизики.

Наряду со стремлением развить работы в этом новом направлении имелись попытки сохранить или подправить старые порочные представления, а также попытки создать другие, оторванные от физики и слабо обоснованные понятия и методы. Примером неудачных предложений может служить методика изучения структуры рудных полей, опубликованная А. Ж. Машановым [442]. Этот автор неверно утверждал, что земная кора сперва рассекается трещинами на глыбы кубической формы, а затем пластически деформируется.

Ряд слабых мест имеется в книге В. Н. Даниловича [278]. Автор ее продолжает пользоваться понятием о «стрессе» и защищать явно неудовлетворительную гипотезу Г. Беккера. В. Н. Данилович рассматривает механизм образования складки, вводя многие произвольные предположения, изложенные в форме достоверных сведений. К сожалению, подобные недостатки встречались и у других авторов. Существование этих недостатков объясняет причину появления весьма резкой критики Г. И. Гуревича [267], направленной против всего, что было сделано и делалось тогда по тектонофизике. Приходится высказать сожаление, что, увлекшись критикой отдельных недостатков, Г. И. Гуревич пришел к явно неверным выводам.

В 50-е годы тектонофизические исследования активизировались не только в СССР, но и в других странах. Новые интересные вопросы были поставлены с привлечением моделирования в книге Ли Сы-гуана [407]. В американских журналах напечатаны статьи о тектонических разрывах [772], будинаже [854] и механизме формирования соляных куполов [851], в которых широко использован метод моделирования.

В Советском Союзе на протяжении 50-х годов были достигнуты определенные результаты, которые нашли свое отражение в ряде статей и в сообщениях на Первом всесоюзном тектонофизическом совещании, состоявшемся в январе 1957 г. [558].

В результате наблюдений в Западных Альпах, КНР и на Кавказе и обобщения материалов по этим территориям, В. В. Белоусов пришел к выводу о большом значении глыбовой тектоники. Он предложил выделять три основных типа складчатости по кинематическим признакам: глыбовую, нагнетания и общего смятия. Складчатость разных типов рассматривается им как реакция пластической слоистой толщи осадочных горных пород на вертикальные перемещения отдельных участков земной коры, имеющих форму глыб, ограниченных разрывами [51, 52]. Сходные заключения по другим районам были сделаны А. В. Пейве [534–536], В. В. Бронгулеевым [85].

Многие исследователи пришли к выводу о длительности процесса образования деформационной структуры рудных полей. В этом процессе выделяется ряд этапов и стадий, среди которых оруденение занимает определенное место. Поэтому изучение истории деформирования рудных полей считается необходимым для научного обоснования методов разведки рудных месторождений (В. М. Крейтер [357], Ф. И. Вольфсон [152–158], Г. Д. Ажгирей [3], Н. И. Бородаевский, И. П. Кушнарев, А. И. Лукин, Г. М. Вировлянский [558] и др.).

В этот период автором были получены следующие результаты. Вместо гипотезы Г. Беккера было предложено новое комплексное представление о физических условиях возникновения разрывов, объединяющее несколько гипотез прочности и учитывающее известные в настоящее время результаты испытаний горных пород. Выделен ряд механизмов формирования крупных сложно построенных тектонических разрывов. Разработано представление о тектонических полях напряжений и начато их изучение в поле и на моделях. Разработано тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. Сформулированы предполагаемые физические условия возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Пересмотрены и дополнительно развиты теоретические основы и методы моделирования деформаций и разрывов в земной коре. Впервые привлечен для решения тектонических задач и дополнительно развит оптический метод изучения напряженного состояния чисто упругих моделей. В результате совместной работы геологов, физиков и физико-химиков разработан оптический метод изучения напряжений в пластически деформируемых моделях (М. В. Гзовский [176–184], Д. Н. Осокина [512], Д. Н. Осокина, Г. В. Виноградов, В. П. Павлов, М. В. Гзовский [516]).

Продолжают изучаться механические, в особенности упругие свойства горных пород, исследуются соотношения между этими свойствами и литологическими особенностями горных пород (М. П. Воларович, Э. И. Пархоменко [146], Д. Б. Балашов [22], Б. В. Залесский, Ю. А. Розанов, Б. П. Беликов [558]). Расширяется полевое изучение кливажа (А. Е. Михайлов [464], Я. Н. Белевцев, Г. В. Тохтуев [558])⁴.

Развитие тектонофизики в последующие годы 1958–1974 гг. определилось в значительной степени работами М. В. Гзовского, В. В. Белоусова, И. В. Лучицкого и их сотрудников в СССР и работами М. Био и Г. Рамберга за рубежом. В тектонофизических исследованиях этого периода можно выделить семь основных направлений.

1. Широкое развитие получило моделирование тектонических структур, деформаций и разрывов на непрозрачных эквивалентных материалах. Важный вклад в обоснование физических основ этого моделирования внесли работы М. В. Гзовского с сотрудниками [179, 184, 188, 195, 207а, 212, 513, 514 и др.]. М. В. Гзовским с И. М. Кузнецовой, Ма Цзинь и А. В. Михайловой было проведено на моделях изучение механизмов формирования складок с количественной оценкой влияния различных факторов [178, 188, 192а, 195, 207а, 377, 469, 470 и др.].

Моделирование образования структур гравитационного всплывания (диапировых структур) проводилось Г. Рамбергом [564, 857 и др.] и В. В. Белоусовым с А. В. Сычевой-Михайловой [639, 640]. При этом были выявлены зависимости характера образующихся структур от ряда физических и тектонических факторов. В. В. Белоусовым и Н. Б. Лебедевой было проведено моделирование полной складчатости общего смятия,

⁴ Сделанный автором обзор исследований по тектонофизике доведен им примерно до 1957–1958 гг. Набранное петитом продолжение этого обзора написано редколлективом.

возникающей в результате горизонтального сжатия слоистой толщи, обусловленного вертикальными смещениями блоков коры с гравитационным всплыванием легкого гранитного материала [391]. И. В. Лучицкий с сотрудниками моделировали тектонические структуры, возникающие при подъемах и опусканиях участков осадочного покрова с применением новых средств: расширяющихся при нагревании материалов или искусственного магнитного поля, имитирующего поле силы тяжести [412, 413]. Образование складок, разрывов и трещин в различных условиях исследовалось на моделях в работах А. В. Вихерта, В. Д. Парфенова, В. Г. Гутермана, С. Стоянова, В. В. Эза [720, 139, 529, 552, 906] и др. Подробная библиография работ по моделированию тектонических структур приведена в книге «Экспериментальная тектоника» [905].

2. Специальные полевые исследования, направленные на изучение механизма формирования складчатых структур, проводившиеся В. В. Белоусовым, И. В. Кириловой, А. А. Сорским, В. В. Эзом, А. В. Вихертом, В. Н. Шолпо и др. [57, 62, 140, 328, 633, 712, 717] дали более точные сведения о строении складчатых зон и об особенностях механизма складкообразования. Совокупность этих полевых исследований с экспериментальными работами [391, 639, 640 и др.] позволила систематизировать и уточнить имевшиеся ранее представления о физических условиях развития тектонических деформаций [62, 63].

3. Активно развивалось созданное М. В. Гзовским новое направление — полевое изучение тектонических полей напряжений. Предложенный им геологический метод восстановления поля напряжений по трещинной тектонике позволил ему впервые восстановить напряженное состояние Байджансайского антиклинория для различных этапов развития [178, 179, 195]. С помощью этого метода рядом исследователей было восстановлено напряженное состояние земной коры многих районов СССР, в том числе районов с месторождениями полезных ископаемых. Краткий обзор этих работ приведен в [199, 200, 203]. Обобщение их результатов позволило установить основные механизмы деформирования коры на территории СССР [203a]. Метод М. В. Гзовского получил дальнейшее развитие в работе О. И. Гущенко [275, 276], предложившего проводить кинематический анализ совокупности смещений по поверхностям тектонических нарушений для восстановления древних и современных полей напряжений с использованием геологических или сейсмологических данных.

4. Работы по развитию и использованию метода поляризационно-оптического моделирования тектонических полей напряжений проводились М. В. Гзовским и Д. Н. Осокиной. Были созданы новые материалы для моделирования и приборы для их изучения, исследованы реологические и поляризационно-оптические свойства этих материалов. Разработана методика изучения напряжений в упругих и неупругих моделях и проведены исследования, позволившие установить особенности полей напряжений, свойственных ряду механизмов деформирования коры [184, 187, 188, 195, 203, 212, 214, 513, 514, 517, 518, 521, 803]. В дальнейшем М. В. Гзовским и Д. Н. Осокиной было начато изучение на моделях локальных аномалий поля тектонических напряжений, обусловленных наличием в земной коре разрывных нарушений с использованием специальной методики [199, 203, 213, 215]. Работы в этом направлении, включающие методические исследования, изучение переориентации главных напряжений в зоне разрыва и в очагах землетрясений, а также исследование моделей конкретных участков коры были затем продолжены Д. Н. Осокиной, Н. Ю. Цветковой, О. И. Гущенко и др. [516, 519, 523, 694, 920].

5. Применение методов механики сплошной среды для теоретического изучения процессов образования тектонических структур развивалось в работах М. Био, А. Сэнфорда, Г. Рамберга, В. Чэппла, А. С. Григорьева, Е. В. Артюшкова и других исследователей. В значительной части этих работ рассматривалось образование складок в условиях продольного сжатия или поперечного изгиба [128, 195, 248, 250, 253, 356, 405, 699, 738–741, 761, 804, 856, 871]. Рассматривались также задачи, посвященные гравитационной неустойчивости [14, 15, 858, 859], изостатическим движениям [16, 17], деформированию литосферы над конвекционными потоками [251], деформированию тел под действием гравитационных сил [249, 255, 667], при фазовых превращениях и движении фазовых границ [907, 908] и т. д. В работах А. С. Григорьева помимо решения ряда конкретных тектонофизических задач [248–251, 253, 699] развивалась теория больших деформаций оболочек и пластин для случаев однородного и пластически неоднородного материала [245–247, 249]. Эти работы позволяют приблизить постановку теоретических задач к условиям, существующим в земной коре. Обзор основных теоретических работ, выполненных до 1971 г., и библиография к ним приведены в [252].

6. В отдельный круг вопросов можно выделить исследования, посвященные количественной оценке физических величин, характеризующих тектонические процессы. М. В. Гзовским и А. А. Никоновым начато изучение количественных характеристик тектонических движений для областей с разным тектоническим режимом и сейсмичностью [209–211]. Была сделана попытка оцепить вязкостные свойства земной коры и их изменение с глубиной по геофизическим данным [199, 203, 515, 520]. Начали разрабатываться методы количественной характеристики складчатости с использованием моделирования (М. В. Гзовский, А. В. Михайлова [199, 203, 469]) и статистического изучения природных объектов (А. В. Вихерт [139] и др.).

7. Использование тектонофизики при решении ряда важных теоретических и практических проблем геофизики и геологии было начато и развивалось в работах М. В. Гзовского. Изучение механизмов образования складок и разрывов в земной коре и связанных с ними полей напряжений позволило выявить ряд закономерностей, определяющих расположение рудных тел [181, 182, 187, 195, 197 и др.]. Были рассмотрены тектонофизические критерии сейсмической опасности, развито применение тектонофизических методов при сейсмическом районировании [94, 95, 183, 190, 194, 203а, 205, 206, 211, 803а и др.]. М. В. Гзовский использовал тектонофизику при рассмотрении также таких теоретических вопросов, как оценка величины касательных напряжений в земной коре, влияние напряженного состояния недр на образование магм разного состава, вычисление энергии тектонических процессов для районов с разным тектоническим режимом [192, 193, 196–200, 203, 203а, 208, 802а и др.].

Большое значение для развития тектонофизики имели достижения проводившихся в этот период тектонических, геофизических и физических исследований: количественного изучения современных и новейших тектонических движений [458, 460, 498, 533, 900, 918, 919, 930 и др.], полевого изучения тектонических структур и нарушений [87, 328, 353, 650, 712, 719 и др.], изучения напряженного состояния земной коры по механизму очагов землетрясений [20, 21, 116–120, 755 и др.] и с помощью измерений в горных выработках методом разгрузки [617, 656, 682, 773, 807, 849 и др.], физических экспериментов по ползучести и разрушению горных пород при обычных условиях и при высоких давлениях и температурах [141, 145, 294, 295, 414, 634, 649, 762, 899, 901, 903, 910, 915, 924–928 и др.].

Крупным событием в истории тектонофизики явился выход в 1963 г. монографии М. В. Гзовского [195]. В ней было впервые дано систематическое изложение физических основ тектонофизики, результатов изучения механизмов формирования складок и разрывов и применения этих результатов для выяснения тектонического строения участков коры и уточнения прогнозов оруденения на примере Байджансайского антиклинория.

С 1958 по 1974 г. вышли из печати сборники и монографии, посвященные тектонофизическим исследованиям [65, 160, 185, 195, 021??, 558, 564, 616, 640, 643].

ГЛАВА 2

ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основываясь на определении общей задачи тектонофизики и на оценке основных этапов ее развития и современного состояния, следует попытаться в общих чертах наметить главные направления тектонофизических исследований и попробовать сформулировать их ближайшие частные задачи. Важным при этом будет не то, что уже сделано, сколько то, что представляется необходимым сделать в ближайшее время.

Главными направлениями тектонофизических исследований, по-видимому, должны быть следующие: а) развитие физических основ тектонофизики; б) изучение механизма формирования складок; в) изучение механизма формирования тектонических разрывов; г) изучение механизма образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов земной коры.

РАЗВИТИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ОСНОВ ТЕКТОНОФИЗИКИ

К исследованиям, посвященным физическим основам тектонофизики, должно быть отнесено изучение тех механических свойств горных пород, которые оказывают существенное влияние на характер тектонических процессов. Необходимо значительно полнее исследовать упругие и пластические свойства горных пород в полном соответствии с последними представлениями физико-химической механики (реологии). Важно обратить особое внимание на роль длительности геологических явлений, обуславливающей широкое развитие конечных пластических деформаций горных пород при малых напряжениях (ползучесть). Поэтому для тектонофизики большое значение имеют работы по реологии П. А. Ребиндера, М. П. Воляровича, Н. В. Михайлова и др. [467, 558, 572].

Большое значение имеет изучение прочности горных пород и ее зависимостей от длительности действия напряжений, вида напряженного состояния и способа разрушения.

Господствовавшая в геологической литературе гипотеза Г. Беккера должна быть отброшена. Не выдерживает критики и получившая довольно широкую известность схема разрушения, предложенная А. А. Белицким [32, 33]. Он ошибочно считал, что наибольшие касательные напряжения одновременно действуют в направлении шести плоскостей, которые совпадают с диагональными плоскостями кубика, мысленно выделяемого около каждой точки породы, находящейся в трехосном напряженном состоянии. На самом деле наибольшие касательные напряжения действуют лишь на двух из шести плоскостей. Остальные четыре плоскости не являются благоприятными для разрушения. Далее он допускает неточность, принимая, что в горных породах трещины скалывания всегда возникают вдоль поверхностей, на которых действуют наибольшие касательные напряжения. В итоге оказывается неверной вся схема А. А. Белицкого, которая предполагает возможность одновременного возникновения в каждой точке шести различно ориентированных трещин скалывания, совпадающих с направлениями диагональных плоскостей некоторого куба.

Известные сейчас закономерности механического разрушения горных пород можно охарактеризовать [182] путем совместного использования гипотезы прочности Мора, представлений Н. Н. Давиденкова [277] о двух типах разрушения и соответствующих им двух прочностях материалов, развитого Я. Б. Фридманом [672] и Г. В. Ужиком [658] представления о зависимости типа разрушения от вида напряженного состояния материала и экспериментальных данных о зависимости прочности горных пород от длительности действия напряжений, полученных Д. Григгсом и Д. Филлипсом [784, 787, 788, 853]. Большое значение для выяснения влияния времени на прочность имеют работы С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева [300] и Г. М. Бартенева [27].

Специальные исследования должны быть посвящены методике моделирования тектонических явлений. Метод моделирования имеет исключительно важное значение в тектонофизике, так как только при его помощи можно наблюдать развитие во времени процессов, подобных тектоническим, получать многократное повторение аналогичных явлений и рассматривать на модели любую часть изучаемого структурного элемента коры.

Развитие необходимых при тектоническом моделировании общих условий подобия зависит главным образом от углубления наших знаний о механических свойствах горных пород, так как до сих пор мы недостаточно ясно представляем себе количественные характеристики тех свойств горных пород, которые входят в условия подобия.

Для широкого применения моделирования тектонических явлений, кроме уточнения общих и установлении специальных условий подобия, необходимо проведение большой работы по созданию рецептуры материалов, эквивалентных горным породам, по усовершенствованию технологии изготовления моделей и по развитию методики наблюдений над напряжениями, деформациями и разрывами в моделях.

Весьма перспективным автор считает использование в тектонофизике оптического метода изучения напряжений в моделях. Важнейшей задачей в области моделирования является переход от производящегося до сих пор качественного моделирования к количественному и создание оптически активных материалов, удовлетворяющих условиям подобия прочности.

Для укрепления физических основ тектонофизики требуется также внести ясность в оценки различных представлений и методов и принять рациональную и строгую терминологию. Нужно избавиться от путаницы, противоречий, неточных и неверных представлений.

ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОК

Изучение складок, развитых в земной коре, и решение проблемы складкообразования требуют проведения различных исследований, тесно связанных друг с другом.

Одни исследования, достаточно давно проводимые в геотектонике, заключаются в выявлении, описании и классификации морфологических типов складок и в изучении закономерностей их распространения в пространстве и последовательности возникновения во времени, а также в связи с развитием других тектонических явлений. При проведении таких работ устанавливается, когда, где и какие возникают складки.

Тектонофизическое исследование складок заключается в выяснении механизма формирования отдельных складок и их генетически связанных групп. Работы этого типа должны выяснять, как образуются складки и как приложены порождающие их силы?

Путем обобщения результатов исследований двух указанных типов, а также учета всего комплекса данных геотектоники и геофизики предполагается получить сведения о характере сил, порождающих эти складки, и о причине возникновения этих сил. Идя таким путем, можно будет решить проблему складкообразования и выявить ряд важных особенностей глубинных подкоровых процессов развития Земли.

Механизм образования складок в самых общих чертах отражен в геологической литературе несколькими схемами [40, 560]. По-видимому, большая их часть в основном правильно характеризует различные способы образования складок, однако относительное значение и условия проявления каждого из этих механизмов, основные их особенности и влияние на них различных факторов изучены сейчас чрезвычайно слабо.

Первой задачей в настоящее время является изучение многочисленных природных складок с целью выявления всех механизмов их формирования и установления относительного значения и условий проявления каждого механизма.

Большой интерес представляет выяснение роли изгиба слоев под действием сил, направленных параллельно слоистости. Этот механизм, который можно назвать продольным изгибом, считался основным при образовании крупных складок. Некоторыми авторами его значение было поставлено под сомнение [38, 39, 632, 327]. Основываясь на литературных материалах и личных наблюдениях, автор считает, что продольный изгиб имеет место при формировании как крупных, так и мелких складок, и поэтому должен быть подробно изучен [177].

Вполне достоверно установлено большое значение изгибания почти горизонтально залегающих слоев под действием вертикальных сил, которое удобно называть поперечным изгибом. Несмотря на чрезвычайно широкое распространение складок поперечного изгиба, закономерности развития деформаций и распределения напряжений, связанных с этим механизмом, освещены еще очень слабо [177–179]. Поэтому складкам поперечного изгиба надо уделить большое внимание.

Большое значение в процессе складкообразования стало придаваться расплющиванию (местному утолщению), вызываемому в отдельных прослоях силами, параллельными слоистости [38, 39, 632]. Этот механизм можно назвать продольным расплющиванием. Он также должен быть подробно изучен.

Серьезного внимания заслуживает выяснение роли всплывания легких горных пород (гипса, ангидрита, каменной соли) из-под покрывающих их отложений с большей плотностью [351, 352]. Механизм гравитационного всплывания уже изучался экспериментально, и теперь весьма важно выяснить соотношения плотностей и вязкостей горных пород, залегающих на различной глубине в тех районах, где можно предполагать такое складкообразование¹.

¹ См. работы [389, 390, 564, 639, 640, 711]. — *Прим. ред.*

Так же внимательно нужно рассмотреть широко распространенную схему гравитационного оползания, отличающуюся от схем продольного и поперечного изгибов и продольного расплющивания тем, что внешние активные силы имеют не поверхностный, а объемный характер. Эта особенность сил может обуславливать какие-нибудь специфичные черты складок гравитационного оползания.

Наконец, необходимо внимательно рассмотреть вопрос о складках скалывания и птигматитовых складках течения.

Изучая каждый механизм складкообразования в целом, нужно стремиться выяснить как механизм образования отдельной складки, так и механизм формирования генетически связанных групп совместно образующихся складок. Описание каждого механизма должно включать в себя характеристику действия всех внешних сил, приложенных к деформируемым слоям, и характеристику распределения напряжений и деформаций, происходящих в этих слоях. При этом следует рассматривать зависимость складкообразования от механических свойств горных пород и мощности отдельных прослоев, слагающих деформируемую толщу. Специального изучения потребуют силы трения между слоями. Будут изучаться причины и условия опрокидывания складок, чтобы выяснить, как нужно интерпретировать наклонные складки, которые обычно считаются опрокидывающимися в сторону общего перемещения масс в земной коре, но иногда могут быть наклонены и в обратном направлении.

Изучение каждого механизма требует проведения специальных полевых исследований на типичных природных объектах. На основе выводов, вытекающих из анализа геологических данных о каждом механизме, следует пытаться теоретически рассматривать основные закономерности распределения напряжений и деформаций при развитии складок.

Весьма важным методом является моделирование, которое поможет установить влияние на каждый механизм различных факторов, действующих в земной коре: мощности слоев, механических свойств слоев, залегающих в разных сочетаниях, скорости роста складки и т. д.

Для понимания механизма развития складок большое значение имеют закономерности распределения напряжений в деформируемых породах. Поле напряжений, сопровождающее развитие каждого деформационного структурного элемента земной коры, в том числе и складок, предложено называть тектоническим полем напряжений [178]. Зная закономерности строения таких полей и основные особенности механических свойств горных пород, мы сможем подойти к объяснению причин и условий образования различных морфологических типов складок, которые еще мало изучены. Вероятно, таким путем удастся объяснить причины образования так называемых шарнирных, веерообразных, коробчатых, стулообразных и других складок. Установление условий формирования различных морфологических типов складок поможет решению ряда более общих вопросов.

Знание закономерностей строения тектонических полей напряжений, связанных с формированием складок, практически важно потому, что наименее вязкие горные породы при неравномерном распределении напряжений в земной коре перемещаются вдоль слоев, выжимаясь из одних участков и скапливаясь в других. Такие перемещения, весьма резко проявляясь в углях, вызывают значительные изменения формы и качества залежей последних. Наконец, знание полей напряжений важно еще и потому, что они определяют интенсивность развития и ориентировку многочисленных мелких тектонических разрывов (так называемой трещиноватости), которые при образовании месторождений многих металлов заполняются рудами.

ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

Изучение механизма формирования разрывов включает три тесно связанных комплекса исследований.

Первый комплекс уже упоминался в связи с физическими основами тектонофизики. Он посвящен изучению условий и причин возникновения элементарных поверхностей механического разрушения горных пород, и состоит из экспериментальных и теоретических работ, производящихся с целью развития гипотез прочности.

Второй комплекс имеет специальный тектонофизический характер и связан с изучением механизма формирования отдельных крупных тектонических разрывов, представляющих собой совокупность многих элементарных поверхностей механического разрушения горных пород. Ведущее значение при этом имеют геологические и геофизические методы, позволяющие устанавливать закономерности строения природных тектонических разрывов, выявлять основные этапы их развития и освещать механизмы их формирования. Существенное значение имеет моделирование, которое уже сейчас, несмотря на свой пока еще качественный характер, позволяет проверять многие выводы, основанные на геологических материалах, а также дает возможность непосредственно наблюдать процесс образования сложно построенных разрывов и изучать влияние различных факторов на этот процесс [45, 176, 181, 216, 759, 760, 765].

Практическое значение таких работ заключается в том, что они должны будут помогать нахождению участков тектонических разрывов, наиболее благоприятных для оруденения. Вместе с тем должны быть выявлены признаки для суждения о влиянии разрывов различного типа на качество пересекаемых ими залежей нефти и угля. Должна быть получена возможность прогноза влияния разрывов на циркуляцию подземных вод.

Изучение закономерностей развития отдельных крупных тектонических разрывов важно для развития методов прогноза мест будущих землетрясений и для изыскания возможностей прогноза времени их возникновения [189, 558].

Третий комплекс исследований должен осветить закономерности распределения разрывов в пространстве и последовательность их возникновения во времени. Целью его является разработка таких методов, при помощи которых можно было бы определять места распространения разрывов различного типа и предвидеть их ориентировку в пространстве и последовательность образования во времени. Путь решения этой задачи основан на использовании зависимости разрывов от развития складчатых и других структурных элементов коры, возникающих вследствие пластических деформаций. Если, во-первых, в результате развития физических основ тектонофизики нам будет известна зависимость образования разрывов в различных горных породах от их напряженного состояния и если, во-вторых, нам будут известны закономерности распределения в земной коре напряжений, обусловленных развитием ее деформационных структурных элементов, то тогда прогноз разрывов окажется осуществимым.

Для установления закономерностей распределения напряжений, связанных с развитием различных структурных элементов коры, нужно при помощи геологических методов изучать типичные природные тектонические поля напряжений, которые имели место в прошлом и теперь могут быть реконструированы путем анализа наблюдающихся разрывов и следов деформаций. Для изучения современных полей напряжений нужно попытаться использовать геофизические методы. Возможно, при этом удастся использовать зависимости магнитных свойств горных пород

и скорости распространения упругих колебаний от величины механических напряжений. Затем следует попытаться теоретически решить задачи о распределении напряжений, сопровождающих рост структурных элементов коры. Наконец, необходимо широко использовать моделирование. Ведущее значение в моделировании принадлежит в этом случае исследованию прозрачных моделей, на которых возможна оптическая регистрация напряжений [176, 179, 184].

Практическое значение знания закономерностей распределения тектонических разрывов в пространстве и во времени весьма велико, так как в швах разрывов залегают тела многих полезных ископаемых, в том числе руд цветных металлов. Разрывы осложняют структуру месторождений всех полезных ископаемых, разбивая их на отдельные части, смещенные одна по отношению к другой. Проходя через тело полезного ископаемого, разрывы часто существенно влияют на качество последнего, например, разрыхляя уголь и делая не пригодными для эксплуатации целые участки шахтных полей.

Важно подчеркнуть, что геологи, производящие разведку месторождений любых видов полезных ископаемых, постоянно ставят перед собой и решают различные вопросы, связанные с разрывами. Их интересует, где и какие разрывы могут находиться под наносным слоем, как будут они протягиваться на глубину, могут ли глубже появиться другие нарушения и какова последовательность образования разрывов различного типа. Перечисленные вопросы постоянно решаются геологами, несмотря на то, что теоретические основания для заключений такого рода еще весьма слабо разработаны. Решение этих вопросов интересует также гидрогеологов и имеет большое значение для развития методов прогноза землетрясений.

ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Под крупными сложно построенными деформационными структурными элементами земной коры подразумеваются те структурные поднятия и опускания первого и второго порядков, которые в совокупности образуют платформенные и геосинклинальные части коры. Такие структурные элементы, достигающие в пределах геосинклинальных областей 1000–1500 км в длину и 100–200 км в ширину, называются антиклинориями (поднятия) и синклинориями (опускания). В пределах платформенных областей выделяются антеклизы (поднятия) и синеклизы (опускания), имеющие в длину и в ширину до 2000 км.

Антиклинории и синклинории обладают весьма сложной внутренней структурой, которая представляет собой совокупность общей изогнутости залегания слоев (создающей основной структурный план) и многочисленных дополнительных складок и разрывов. Последние связаны как с общей изогнутостью слоев, так и с дополнительными складками. Закономерности внутреннего строения антиклинориев и синклинориев освещены еще очень слабо. Антеклизы и синеклизы отличаются от антиклинориев и синклинориев значительно более пологим общим залеганием слоев и меньшей крутизной дополнительных изгибов. Разрывы развиты в них слабее.

Изучение механизма формирования перечисленных крупных и сложно построенных структурных элементов коры нужно начинать почти с самого начала. В основу таких работ должны быть положены выводы о механизмах формирования отдельных простых складок. Большое значение в этих исследованиях будет иметь выяснение взаимного влияния процессов развития структурных элементов разного порядка и

структурных элементов одного порядка, расположенных поблизости один от другого.

Развитие работ по изучению механизма образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов земной коры может иметь существенное практическое и теоретическое значение. Практическое значение будут иметь возможности прогноза главных черт структуры погребенного складчатого фундамента в таких районах, как Западно-Сибирская низменность и низменные пустынные пространства Средней Азии. В этих районах значительная часть богатств, заключенных в их недрах, должна быть сосредоточена в пока еще почти неизученном погребенном под молодыми осадками палеозойском складчатом фундаменте. Теоретическое значение будут иметь выводы о характере сил, создающих антиклинории, синклинории, антеклизы и синеклизы, которые должны рассматриваться как одно из важных проявлений глубинных подкоровых процессов.

ВЫВОДЫ

Главными ближайшими задачами тектонофизики по развитию ее физических основ автор считает проведение большой работы по всестороннему изучению механических свойств горных пород, существенно влияющих на протекание тектонических процессов (упругость, вязкость, прочность); развитие методики моделирования с целью перехода от качественного моделирования к количественному; усовершенствование методики полевых исследований (на базе пересмотра и развития их теоретических основ).

В области исследования механизма складкообразования необходимо изучить большое количество природных складок, развившихся в различной геотектонической обстановке. Одновременно нужно развивать работы по теоретическому рассмотрению и моделированию различных механизмов формирования складок, уделив большое внимание выяснению взаимоотношений между складками разных масштабов и связи их истории с историей развития остальных тектонических процессов.

В области исследования механизма образования тектонических разрывов прежде всего нужно систематически изучать различные тектонические поля напряжений в земной коре, используя полевые наблюдения и моделирование. Основываясь на знании полей напряжений и зависимости разрушения горных пород от их напряженного состояния, следует выяснять закономерности распределения разрывов в земной коре.

В настоящее время уже назрела практическая необходимость и появилась фактическая возможность начать работу по изучению механизма образования крупных сложно построенных структурных элементов земной коры (антиклинориев, синклинориев, антеклиз и синеклиз)².

² В последующем [197, 199] автор значительно расширил и по-иному сгруппировал намеченные здесь основные направления тектонофизики и их задачи, выделив в тектонофизике следующие три главные группы исследований:

I. Развитие физических основ тектонофизики, задачей которого является разработка и применение методов количественной оценки перемещений, деформаций, разрывов и напряжений в земной коре и реологических свойств участков массива, а также методов исследования деформаций разрывов и напряжений на моделях.

II. Создание физической теории тектонических процессов, посвященной изучению общих закономерностей развития тектонических структур и связанных с ними деформаций, разрывов и полей напряжений при различных механизмах деформирования и различном масштабе изучаемых структур (от развивающихся в отдельных слоях до охватывающих кору на всю ее мощность и верхнюю мантию).

III. Разработка специализированных вопросов тектонофизики, связанных с ее использованием при решении ряда теоретических и практических задач наук о Земле, таких, как объяснение причин тектонических движений и причин образования различных магм, оценка энергии тектонических процессов, прогноз сейсмичности, поиск, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых.

Характеристика круга задач тектонофизики на ее современном уровне приводится в гл. 35 этой книги. — Прим. ред.

II

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

А. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

ГЛАВА 3

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДЕФОРМАЦИЯХ И НАПРЯЖЕНИЯХ

ДЕФОРМАЦИИ

Деформацией называются изменения в относительном расположении частиц материального тела, возникающие в результате силового воздействия на него. Перемещение каждой точки тела из ее первоначального положения с декартовыми координатами x_1, y_1, z_1 в новое положение с координатами x_2, y_2, z_2 характеризуется вектором перемещения, проекции которого на координатные оси x, y, z соответственно обозначаются u_1, v_1, w_1 . Поэтому

$$\begin{aligned}x_2 &= x_1 + u_1, \\y_2 &= y_1 + v_1, \\z_2 &= z_1 + w_1.\end{aligned}\tag{1}$$

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

Если u_1, v_1, w_1 изменяются от точки к точке, то это означает, что имели место либо вращение рассматриваемого участка как единого абсолютно твердого тела, либо его деформирование, либо и вращение, и деформирование.

Исключив из u_1, v_1, w_1 те их части, которые связаны с общим вращением и поступательным перемещением тела как абсолютно твердого, можно выделить составляющие перемещения u, v, w , связанные только с деформацией. В дальнейшем будут рассматриваться только u, v, w .

Если исследуется настолько небольшой объем, что внутри него u, v, w являются линейными функциями координат x, y, z , деформация объема называется однородной. Все теории деформационных свойств любых материалов относятся к однородным деформациям. При всякой однородной деформации изменение относительного расположения частиц приводит к изменению расстояний между материальными точками и искажению углов между прямыми линиями, соединяющими некоторые из этих точек.

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

направлении, обычно служит отношение

$$\varepsilon = \frac{M_2 N_2 - M_1 N_1}{M_1 N_1}, \quad (2)$$

где $M_1 N_1$ — начальное расстояние; $M_2 N_2$ — расстояние в конце процесса деформирования.

Отношение (2) принято называть условной относительной деформацией. Оно может использоваться как в случае малых удлинений, так и при значительных удлинениях, называемых конечными, когда ε превышает 0,1.

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

Напомним, что при однородной деформации относительное удлинение ε в каком-либо выбранном направлении не зависит от длины начального отрезка $M_1 N_1$ и места его расположения внутри исследуемого объема. После однородной деформации прямые остаются прямыми, плоскости — плоскостями, параллельные прямые и плоскости — параллельными.

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

Известно, что при любой однородной деформации существуют три направления, называемые главными направлениями, или осями деформации. Они взаимно перпендикулярны и замечательны тем, что параллельные им линии, расположенные под прямым углом одна к другой до деформации, сохраняют такое же расположение и после деформации. Кроме того, удлинения в направлении двух из трех осей деформаций являются предельными, т. е. одно из них максимально, а другое минимально. Удлинение в направлении третьей оси или промежуточное, или равно одному из двух предыдущих. Эти три удлинения (укорочения) называются главными и обозначаются $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$, причем ε_1 соответствует алгебраически наибольшему удлинению, ε_3 — алгебраически наименьшему удлинению (если есть укорочения, то наибольшему из них), ε_2 обозначает промежуточное из главных удлинений¹.

Сдвиги, т. е. искажения первоначально прямых углов, равны нулю для углов, образуемых линиями, параллельными осям деформации. В каждой из трех главных плоскостей, т. е. плоскостей, проходящих через оси деформации, наибольшие искажения углов имеют место между линиями, составляющими до деформации углы 45° с осями деформации. Величины, характеризующие эти искажения, называются главными сдвигами. Они обозначаются $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ и при малых деформациях равны:

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

¹ В общем случае для определения направлений осей деформации по отношению к произвольной прямоугольной системе координат x, y, z , а также для нахождения главных удлинений $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ в данной точке тела достаточно знать шесть компонент тензора деформаций: $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ — удлинения в направлениях x, y, z и $\gamma_{xy}, \gamma_{yz}, \gamma_{zx}$ — углы сдвига в координатных плоскостях. Задание этих шести компонент полностью определяет тензор деформации (см., например, [397]).— *Прим. ред.*

Величина γ_2 является максимальной по модулю из всех сдвигов в окрестности данной точки.

Важно напомнить, что при равенстве всех трех главных удлинений одной и той же величины происходит только изменение объема тела, а его форма остается подобной первоначальной. Изменение формы тем сильнее, чем больше различия в величинах главных удлинений, т. е. чем больше главные сдвиги. Поэтому интенсивность деформации сдвига принято измерять величиной γ_i , которая определяется разностями между главными удлинениями. Для наиболее общего случая трехосной деформации используем принятое обозначение интенсивности деформации сдвига²:

$$\gamma_i = 2\sqrt{\frac{1}{6}[(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2]} = \sqrt{\frac{2}{3}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \gamma_3^2)} \quad (4)$$

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

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

Относительное удлинение на тех же площадках равно средней величине из трех главных удлинений; оно может обозначаться ε_m :

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

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

НАПРЯЖЕНИЯ

При рассмотрении сил приходится использовать представления о поверхностных и объемных, активных и реактивных, внешних и внутренних силах. Величина, характеризующая распределение внутренних сил по площади сечения, на которое они действуют, имеющая размерность силы, деленной па площадь, называется напряжением. Напряжение в данной точке тела на данной площадке является вектором. Проекция этого вектора на нормаль к рассматриваемому сечению и на плоскость самого сечения называются, соответственно, нормальным и касательным напряжениями в данной точке тела и на данной площадке. Естественно, что от точки к точке напряжения в теле меняются.

Для характеристики напряженного состояния весьма малого объема материала, окружающего некоторую точку, используется представление о «тензоре напряжений в данной точке». Оно отражает совокупность нормальных и касательных напряжений, действующих на бесконечном множестве различно ориентированных сечений, проходящих через эту точку.

Напряженное состояние в точке полностью определяется величинами и направлениями действия трех главных нормальных напряжений, обозначаемых $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ³. Эти напряжения замечательны тем,

² В работе [195] автор использовал выражение интенсивности деформации сдвига γ_i в виде, отличающемся от (4) отсутствием множителя 2 перед корнем. Однако позднее он использовал запись величины γ_i в виде формулы (4).— *Прим. ред.*

³ В общем случае для определения направлений осей напряжений по отношению к произвольной системе координат x, y, z и для определения главных нормальных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ достаточно знать шесть компонент тензора напряжений: нормальные напряжения $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ и касательные напряжения τ_{xy}, τ_{yz} и τ_{zx} , действующие на площадках, совпадающих с координатными плоскостями. Задание этих шести компонент полностью определяет тензор напряжений (см., например, [397]).— *Прим. ред.*

что два из них являются предельными: σ_1 — алгебраически максимальное, т.е. наибольшее из растягивающих или наименьшее из сжимающих, а σ_3 — алгебраически минимальное, т.е. наименьшее из растягивающих или наибольшее из сжимающих. Величина третьего (σ_2) промежуточная, в частном случае может быть равна нулю.

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

$$\begin{aligned}\tau_1 &= \pm \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}, \\ \tau_2 &= \pm \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}, \\ \tau_3 &= \pm \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\end{aligned}\tag{7}$$

Каждое из этих трех главных касательных напряжений указанной величины действует на двух взаимно перпендикулярных сечениях в направлении, перпендикулярном линии пересечения этих сечений. Положительным будем считать такое направление касательного напряжения, которое вызывает деформацию сдвига в правом направлении, а отрицательным — вызывающее сдвиг в левом направлении.

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

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

Для установления физических закономерностей, связывающих напряжения и отвечающие им деформации, принципиальное значение имеют понятия о двух простейших напряженных состояниях: одноосном напряженном состоянии и чистом сдвиге. Первое из них будет осуществлено, если приложить нормальные напряжения, одинаковые по величине и противоположные по направлению, только на двух параллельных гранях элементарного прямоугольного параллелепипеда. В этом случае последний будет растянут или сжат, приложенные силы вызовут удлинение или укорочение его ребер, углы между гранями останутся прямыми.

Напряженное состояние чистого сдвига будет иметь место, если на двух парах параллельных граней элементарного параллелепипеда приложены равные по величине и противоположные по направлению касательные напряжения, а нормальные напряжения на гранях отсутствуют. В этом случае длины ребер не изменятся, а углы между гранями исказятся и будет иметь место только деформация сдвига.

Обобщенной характеристикой однородного напряженного состояния служат две величины:

1) интенсивность касательных напряжений τ_i , пропорциональная октаэдрическим касательным напряжениям $\tau_{ок}$, т.е. касательным напряжениям на восьми площадках, одинаково наклоненных ко всем трем осям напряжений:

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

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

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

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

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

ГЛАВА 4

ПОЛЗУЧЕСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

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

РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИИ ВО ВРЕМЕНИ

При высокой точности наблюдений было установлено, что форма кривой «напряжение — деформация» для всех пород зависит от времени. При напряжениях ниже «предела упругости», в случае достаточно длительного действия напряжения, деформация нарастает и вследствие этого в любом месте кривой «напряжение — деформация» можно получить горизонтальный участок. Такие эксперименты с горными породами были проведены Д. Григгсом [785], Д. Филлипсом [853], Ж. С. Ержановым

[294, 295] и др. Пример кривой с горизонтальными участками приведен на рис. 1, а. Осуществляя подъем напряжений с различной скоростью, можно получать разные углы наклона кривых «напряжение — деформация» и ошибочно вычислять различные по величине коэффициенты пропорциональности деформации напряжениям у одной и той же горной породы. Аналогичный результат достигается путем ступенчатого увеличения нагрузки на образец в случае различной длительности ее действия (рис. 1, а — в).

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

В силу большой длительности геологических процессов в тектонофизике необходимо учитывать зависимость деформаций от времени. Принятые в технике графики «напряжение — деформация», не отражающие влияния времени, недостаточны для необходимой характеристики механических свойств горных пород. Влияние времени на форму таких кривых может быть выявлено на протяжении даже 10 мин (рис. 1, а — в). Чем продолжительнее время, тем заметнее его роль.

Для полноценного определения зависимостей деформаций от напряжений и времени образцы горных пород длительно испытываются при постоянной величине напряжений, при этом регистрируется величина деформации. Получаемые кривые «деформация — время» обычно называются кривыми ползучести, или кривыми кинетики деформации (рис. 1, г, д). В момент приложения напряжений деформация скачкообразно достигает некоторой величины (вертикальный отрезок), затем она продолжает быстро увеличиваться, но скорость ее роста постепенно уменьшается (участок выполаживания кривой). После этого на протяжении длительного времени скорость деформации остается постоянной (пологая прямолинейная часть кривой). Наконец, происходит кратковременное увеличение скорости деформации и разрушение образца (отклонение кривой вверх).

Этим четырем участкам кривой соответствуют различные сочетания процессов, развивающихся в образце с течением времени. Для их расшифровки в различные моменты времени образцы мгновенно разгружаются, и после этого продолжается регистрация происходящих обратных упругих деформаций. Такие кривые показывают, что в любой момент времени действия напряжений общая деформация состоит из двух частей — обратимой и остаточной (рис. 1, е, ж). В обратимой части можно выделять деформацию, исчезающую практически мгновенно (условно-мгновенную), и деформацию, исчезающую на протяжении некоторого времени (упругое последствие). При разгрузке образцов спустя различное время после начала действия напряжений видно, как изменяются во времени величины условно-мгновенной упругой деформации γ_I упругого последствия γ_{II} пластической деформации γ_{III} . В любой момент времени действия напряжений общая деформация образца $\gamma_{общ}$ равна сумме перечисленных трех составляющих:

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

Величины γ_I , γ_{II} и γ_{III} для любого момента времени непосредственно определяются по схеме кинетики деформации, в которой обобщена серия кривых кинетики деформации, отличающихся одна от другой лишь временем разгрузки образца (рис. 2).

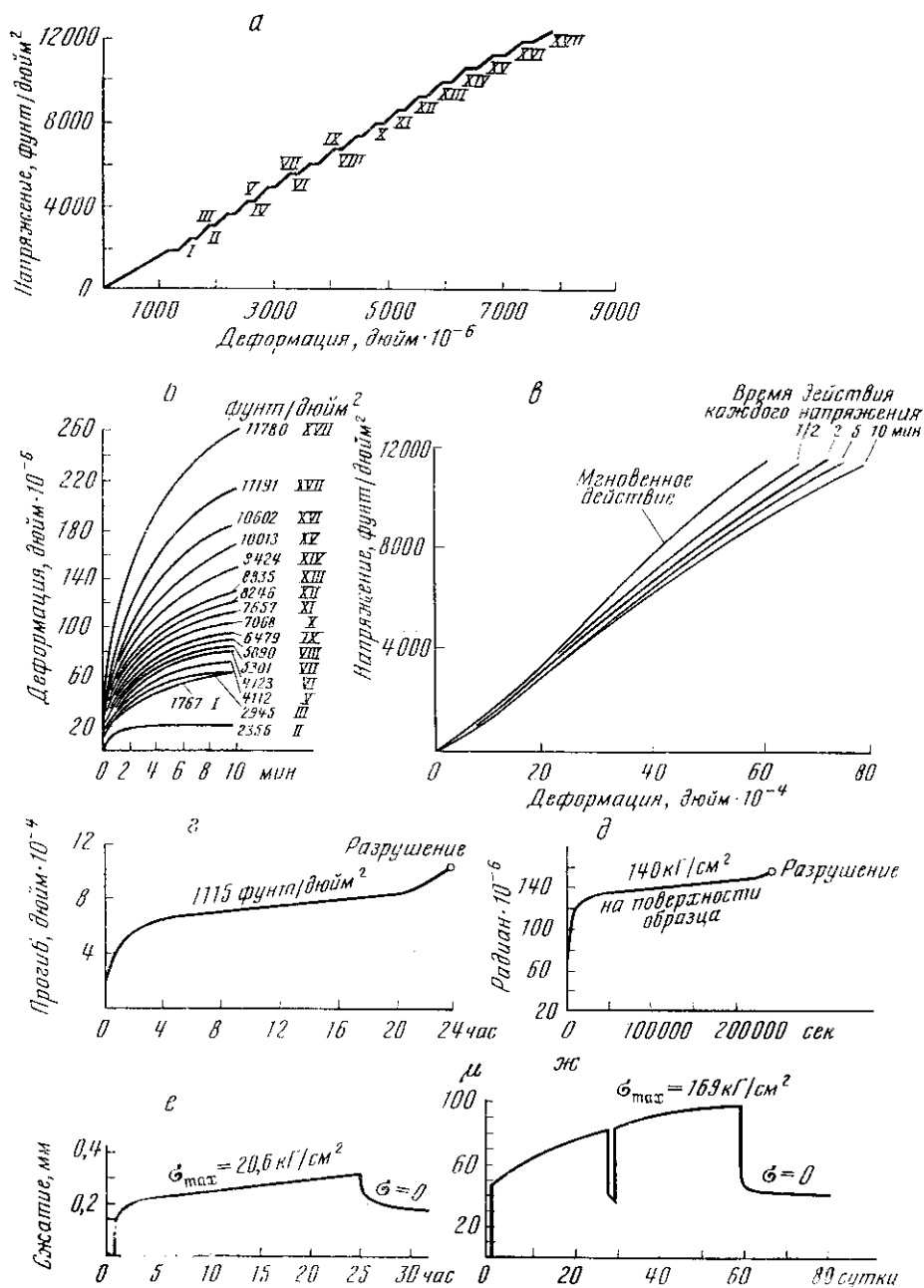


Рис. 1. Кривые деформации горных пород

Кривые сжатия глинистого сланца (по Д. Филлипсу [853]): а, б – нарастание деформации при постоянных напряжениях, отмеченных римскими цифрами; в – различные наклоны кривых «деформация – напряжение» в зависимости от длительности действия постоянных напряжений. Кривые кинетики деформации при постоянных напряжениях и после прекращения их действия: г – изгиб мрамора (по Д. Филлипсу [853]); д – кручение гранита (по К. Ломнитцу [839]); е – сжатие каменной соли (по Г. Н. Кузнецову [374]); з – прогиб в усл. ед.: σ_{\max} – наибольшее по модулю нормальное напряжение в поперечном сечении образца

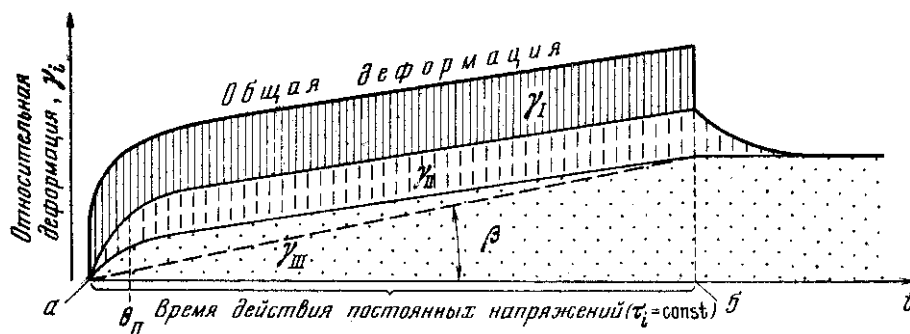


Рис. 2. Схема кинетики деформации горной породы при постоянных напряжениях

γ_I – первая часть упругой деформации (условно-мгновенная); γ_{II} – вторая часть упругой деформации (упругое последствие); γ_{III} – пластическая деформация; θ_{II} – время, при котором достигается 0,63 предельной величины γ_{II} ; β – угол, величина которого приблизительно характеризует скорость пластической деформации. a , b – момент начала и момент прекращения действия постоянных напряжений

Механические свойства материалов, как правило, устанавливаются на основании экспериментов, проводимых в условиях простейших напряженных состояний: одноосного растяжения (сжатия) и чистого сдвига.

Для характеристики механических (реологических) свойств материалов используются следующие величины (эти величины определяются в условиях чистого сдвига и связывают касательные напряжения τ на гранях элементарного параллелепипеда, с деформацией сдвига γ , характеризующей изменение первоначально прямого угла между гранями параллелепипеда):

1. Модуль условно-мгновенной упругости G_I — коэффициент пропорциональности между величиной действующего касательного напряжения и создаваемой им условно-мгновенной деформацией сдвига γ_I ¹:

$$G_I = \frac{\tau}{\gamma_I}. \quad (2)$$

2. Модуль упругого последствия G_{II} — коэффициент пропорциональности между величиной касательного напряжения τ и максимальной равновесной величиной деформации упругого последствия $\gamma_{II\max}$

$$G_{II} = \frac{\tau}{\gamma_{II\max}}. \quad (3)$$

3. Модуль равновесной (полной) упругой деформации G — коэффициент пропорциональности между действующим касательным напряжением и общей величиной обратимой деформации сдвига $\gamma_I + \gamma_{II\max}$:

$$G = \frac{\tau}{\gamma_I + \gamma_{II\max}} = \frac{G_I G_{II}}{G_I + G_{II}}. \quad (4)$$

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

$$E_I = 2G_I(1 + \mu). \quad (5)$$

¹ В работе [195] в знаменатель уравнений (2)–(4), (6), (8), (9)–(12) входил множитель 2, так как за величину γ_i там принималось выражение в 2 раза меньшее:

$$\gamma_i = \sqrt{\frac{1}{6}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \gamma_3^2)}. \text{— Прим. ред.}$$

4. Время (период) релаксации упругого последствия θ_{II} — продолжительность действия напряжений, необходимая для возникновения 0,63 величины максимальной (равновесной) деформации упругого последствия $\gamma_{II\max}$. Это время выбрано потому, что процесс нарастания деформации упругого последствия в простейшем случае описывается эмпирической формулой, содержащей данную величину θ_{II} :

$$\gamma_{II} = \frac{\tau}{G_{II}} (1 - e^{-t/\theta_{II}}), \quad (6)$$

где e приближенно равно 2,7 (основание натуральных логарифмов); t — время. Зная величину θ_{II} , можно вычислить величину вязкости упругого последствия η_{II} [577]:

$$\eta_{II} = G_{II} \theta_{II}, \quad (7)$$

которая позволяет в формуле (6) заменить θ_{II} на η_{II} / G_{II} .

5. Коэффициент эффективной вязкости при пластической деформации η_{III} — коэффициент пропорциональности между величиной касательного напряжения τ и скоростью пластической деформации сдвига $d\gamma_{III} / dt$:

$$\eta_{III} = \frac{\tau}{d\gamma_{III} / dt} = \frac{\tau}{tg\beta}. \quad (8)$$

Скорость пластической деформации приближенно считается равной тангенсу угла наклона прямолинейной части кривой кинетики деформации, или тангенсу угла β (см. рис. 2). В последнем случае пренебрегают изменением скорости пластической деформации во времени.

Вычисляя перечисленные характеристики для различных моментов времени, можно следить за их изменениями по мере развития пластической деформации. Часто этими изменениями можно пренебречь и считать все характеристики постоянными (при данном напряженном состоянии).

Приведенное на рис. 2 графическое изображение эмпирически установленных соотношений между напряжениями, физико-механическими свойствами горных пород и развивающимися во времени деформациями можно заменить известным реологическим уравнением², которое вытекает из формул (1), (2), (6) и (8) при условии, что величина $d\gamma_{III} / dt$ в формуле (8) не зависит от времени:

$$\gamma = \frac{\tau}{G_I} + \frac{\tau}{G_{II}} (1 - e^{-t/\theta_{II}}) + \frac{\tau}{\eta_{III}} t. \quad (9)$$

Если нас интересуют процессы длительностью в минуты, секунды и доли секунд, то условно-мгновенная деформация (τ / G_I) рассматривается как сумма деформации, распространяющейся со скоростью звука, и деформации, нарастающей в течение времени порядка секунд и минут:

$$\frac{\tau}{G_I} = \frac{\tau}{G_0} + \frac{\tau}{G_{It}} (1 - e^{-t/\theta_{It}}). \quad (10)$$

² Уравнение (9) описывает развитие деформации во времени для реологического тела Бюргерса, которое отражает основные составляющие деформации реальных тел: мгновенную упругость, упругое последствие и вязкое течение. Модель этого тела составлена из трех последовательно соединенных реологических элементов: моделей тел Гука, Кельвина — Фойхта и Ньютона, деформации которых могут быть определены из уравнений (2), (6) и (8) соответственно. Однако кривые ползучести горных пород описываются уравнением (9) весьма приближенно. В литературе приводятся и другие, в том числе более сложные реологические модели, которые используются для описания деформирования во времени твердых тел, в частности горных пород (см., например, [295, 432, 563].— *Прим. ред.*

Модуль G_0 для такой «истинно гуковской» деформации много больше модуля G_I .

Период релаксации θ_I много короче периода θ_{II} .

Если мы исследуем весьма длительные деформации, а процессы с длительностью, близкой к $3\theta_{II}$ или $4\theta_{II}$, для нас несущественны, то обе части упругой деформации в уравнении (9) могут быть объединены в один член, характеризующий полную (равновесную) упругую деформацию:

$$\frac{\tau}{G_I} + \frac{\tau}{G_{II}}(1 - e^{-t/\theta_{II}}) = \frac{\tau}{G}, \quad (11)$$

В этом случае выражение (9) приобретает форму, совпадающую с известным уравнением Максвелла:

$$\gamma = \frac{\tau}{G} + \frac{\tau}{\eta_{III}} t. \quad (12)$$

В случае сложного напряженного состояния уравнение такого же вида, как уравнение (9), выражает зависимость между интенсивностями касательных напряжений τ_i и интенсивностями деформаций сдвига γ_i ³:

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{G_I} + \frac{\tau_i}{G_{II}}(1 - e^{-t/\theta_{II}}) + \frac{\tau_i}{\eta_{III}} t. \quad (13)$$

Широко известное уравнение (9) (или (13)), рис. 2 и перечисленные выше характеристики отражают соотношения, имеющие место при одной определенной интенсивности напряжений. Для полного выяснения деформационных свойств материала этого недостаточно и следует учесть два обстоятельства.

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

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

³ Использование при сложном напряженном состоянии уравнения (13), аналогичного уравнению (9) при чистом сдвиге, возможно лишь при условии, что напряжения в теле не зависят от времени. Это условие подразумевается автором и здесь и ниже, при использовании уравнений типа (6), (8), (9)—(13), но не всегда оговаривается им. Отметим также, что при любом напряженном состоянии величина τ_{\max} близка к величине τ_i , а γ_{\max} — к γ_i . Поэтому в уравнении (13) без большой погрешности можно заменять τ_i на τ_{\max} и γ_i на γ_{\max} — Прим. ред.

ВЛИЯНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ

Основное уравнение (9) (или (13)), как и рис. 2, отражает соотношения, имеющие место лишь при одной определенной величине напряжений. Для полной характеристики этих соотношений необходима совокупность ряда схем кинетики деформации, соответствующих различной величине напряжений τ_i , которые могут быть отложены по третьей оси координат (рис. 3, а, б). Такой объемный график должен содержать еще один элемент — поверхность, ограничивающую развитие деформаций во времени в связи с разрушением (рис. 3, в). О форме проекции этой поверхности на плоскость осей напряжения и времени будет говориться при изложении теории разрушения горных пород.

Составление объемных графиков типа рис. 3 рекомендовалось Г. Н. Кузнецовым [374]. Следует отметить, что на таких графиках не отражаются второстепенные характеристики механических свойств горных пород — коэффициент Пуассона и модуль объемного сжатия. Кроме того, в них не находят четкого выражения величины, связанные с описанием упругого последствия. При составлении графиков не учитывается анизотропия механических свойств горных пород. Поэтому их следует считать упрощенным изображением лишь наиболее важных и обобщенных характеристик механических свойств.

Эти графики наглядно отражают влияние времени на развитие деформаций и соотношения между упругой и пластической составляющими общей деформации при определенных температуре и всестороннем давлении. Графики можно упростить, спроектировав отдельные кривые кинетики деформации на плоскость, параллельную осям времени и деформаций и надписав величину напряжений около соответствующих кривых (рис. 3, в).

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

Обычно модули упругости горных пород незначительно изменяются под действием касательных напряжений. Увеличение E_I горных пород при повышении всестороннего сжатия отмечалось рядом исследователей [71, 142, 143, 588]. Было установлено, что под влиянием всестороннего сжатия изменения E_I достигают 10—20% [143]. Небольшие изменения модуля E_I горных пород вызываются температурой [145]. При оценке величины модулей горных пород при определенной температуре их приближенно можно считать постоянными во всем диапазоне действующих напряжений. Это выражается в постоянстве угла α на рис. 3, г. Модуль E_{II} горных пород в этом отношении совершенно не изучен.

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

Коэффициент эффективной вязкости η_{III} , измеряемой в пузах, у разных горных пород в зависимости от условий деформирования и состояния пород изменяется в весьма широких пределах: от 10^4 (влажная глина) до 10^{22} нз (известняк при всестороннем давлении $\sigma_m = 1$ кГ/см²). Для иллюстрации зависимости вязкости от величины касательных напряжений можно указать, что увеличение τ_{max} в 1,5 раза может вызывать у известняка снижение вязкости в 10 раз. У гипса повышение τ_{max} примерно в 3 раза вызвало уменьшение η_{III} почти в 100 раз [243, 762].

Намного полнее эта зависимость изучена в связи с явлением ползучести у металлов. Ползучесть металлов, при постоянном напряжении,

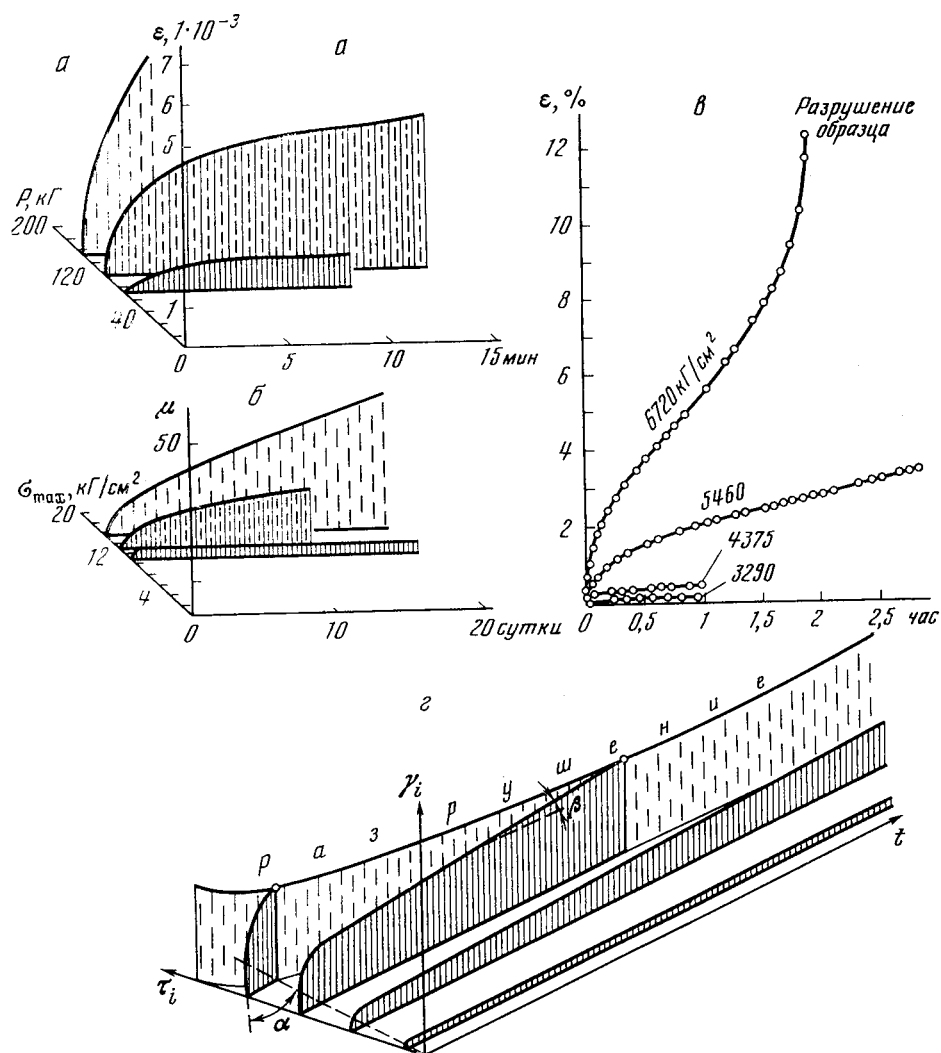


Рис. 3. Диаграммы кинетики деформации горных пород при различной величине постоянных

а – сжатие каменной соли (по Г. Н. Кузнецову [374], (P – нагрузка; ε – деформация); б – изгиб песчаника (по Г. Н. Кузнецову [374]) (μ – прогиб в усл. ед.; σ_{\max} – наибольшее по модулю нормальное напряжение в поперечном сечении образца); в – сжатие известняка при разных продольных сжимающих напряжениях, указанных у кривых, и всестороннем давлении $10\,000\text{ кг/см}^2$ (по Д. Григгсу); з – общая схема, включающая деформацию и разрушение (τ_{ii} равен модулю условно-мгновенного сдвига G_{ii} ; отношение интенсивности касательных напряжений τ_i к τ_{ii} характеризует вязкость породы, связанную с пластической деформацией)

привлекшая к себе особенно большое внимание в 30–40-х годах в результате многочисленных экспериментов разными исследователями характеризовалась различными уравнениями. Сводку их можно найти в [508, 509] и в учебниках по сопротивлению материалов⁴.

Отмечено, что в течение первых стадий «неустановившейся» ползучести, которая продолжается, в зависимости от рода материала, от нескольких десятков до нескольких тысяч часов, скорость пластической

⁴ Изложение теории ползучести металлов см. в [563].— Прим. ред.

деформации уменьшается. При «установившейся» ползучести скорость пластической деформации минимальна и постоянна.

Неустановившаяся ползучесть является пока предметом исследования [319]. Намного полнее изучена установившаяся ползучесть, скорость которой $d\gamma_i/dt$ чаще всего описывается одной из следующих трех зависимостей:

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = k\tau_i^n, \quad (14)$$

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = me^{\frac{\tau_i}{c}}, \quad (15)$$

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = ash \frac{\tau_i}{b}, \quad (16)$$

где k , m , n , a , b , c — коэффициенты, отражающие свойства материала при определенной температуре ⁵. Таким образом, из известных закономерностей ползучести металлов следует, что коэффициент вязкости η_{III} металлов (определяемый согласно (8)) сильно снижается при небольшом увеличении интенсивности касательных напряжений. Кроме того, известна экспоненциальная зависимость $d\gamma_i/dt$ (а значит, и η_{III} металлов) от температуры.

А. П. Александровым [4] была отмечена зависимость периода релаксации у аморфных высокополимеров

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u-b\tau_i}{kT}}, \quad (17)$$

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

Весьма интересны результаты изучения вязкостных свойств вязко-пластичных материалов и структурированных (аномально-вязких) жидкостей, полученные в работах по физико-химической механике, и представления, развиваемые в этих работах.

При исследованиях суспензий глины, проведенных П. А. Ребиндером с Л. А. Абдурагимовой и Н. Н. Серб-Сербиной [1], и изучении битумов, выполненном Н. В. Михайловым [466], было установлено, что в этих веществах происходит ползучесть при напряжениях, меньших определенной величины, играющей роль «предела упругости». Эффективная вязкость при этом изменяется слабо и является максимальной ($\eta_{III\max}$). При более высоких напряжениях происходит резкое снижение η_{III} . Эффективная вязкость с увеличением τ_i стремится не к нулю, а к некоторой определенной минимальной величине ($\eta_{III\min}$).

Для структурированных жидкостей зависимость эффективной вязкости от напряжений и существование минимальной вязкости было экспериментально установлено В. Филипповым в 1935 г.

Уменьшение эффективной вязкости от $\eta_{III\max}$ (с подъемом напряжений τ_i) не до нуля, а до минимальной вязкости $\eta_{III\min}$ выражается

⁵ Обычно зависимости такого типа для твердых тел исследуются в условиях одноосного растяжения или сжатия и записываются как связь между величинами $d\varepsilon_1/dt$ (или $d\varepsilon_3/dt$) и σ_1 (или σ_3). Для мягких вязко-пластичных и жидких материалов ползучесть исследуется в условиях чистого сдвига и записывается как связь между величинами $d\gamma_{\max}/dt$ и τ_{\max} . Ради общности изложения автор для твердых и мягких материалов записывает эти зависимости, используя величины $d\gamma_i/dt$ и τ_i . Следует напомнить, что величины τ_i и γ_i практически совпадают с величинами τ_{\max} и γ_{\max} : для чистого сдвига $\tau_i = \tau_{\max} = \tau$, $\gamma_i = \gamma_{\max} = \gamma$, для одноосного растяжения $\tau_i = 1,15 \tau_{\max}$, $\gamma_i = 1,15 \gamma_{\max}$. Однако иногда автору удобнее использовать не τ_i , а τ_{\max} , поскольку именно значения τ_{\max} приводятся обычно в исследованиях. — Прим. ред.

двучленными формулами. Одна такая эмпирическая формула была предложена В. Филипповым:

$$\eta_{III} = \eta_{III\min} + \frac{\eta_{III\min} - \eta_{III\max}}{1 + (\tau_i / \tau_0)^2}, \quad (18)$$

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

Другая формула, более полно отражающая зависимость вязкости η_{III} от величины касательных напряжений, теоретически выведена Н. В. Михайловым и А. М. Лихтгейм [467] на основе молекулярно-кинетических представлений Я. И. Френкеля:

$$\eta_{III} = \eta_{III\min} + (\eta_{III\max} - \eta_{III\min}) \frac{\tau_i / P_\eta}{\text{sh}(\tau_i / P_\eta)}; \quad P_\eta = \frac{2kT}{\delta^3} \quad (19)$$

где P_η — предельная величина напряжения τ_i , после превышения которой начинается резкое уменьшение эффективной вязкости; δ — среднее расстояние между частицами структурированной жидкости. При напряжениях, меньших P_η , имеет место практически постоянная максимальная величина эффективной вязкости.

В настоящее время зависимость эффективной вязкости горных пород η_{III} от напряжений τ_i (или τ_{\max}) совершенно не изучена, поэтому нельзя говорить о том, какое из приведенных выше уравнений больше подходит для ее описания.

Образование разрывов в горных породах, вероятно, наступает при напряжениях, величина которых меньше, чем необходимая для проявления минимальной вязкости $\eta_{III\min}$. Можно предположить, что в первом приближении реальная часть кривой зависимости вязкости от интенсивности касательных напряжений может быть отражена уравнениями (17) и (19). В условиях одного всестороннего давления и постоянной температуры уравнение (17) может быть написано в упрощенной форме

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{-N\tau_i}. \quad (20)$$

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

$$\lg \eta_{III} = \lg \eta_0 - N\tau_i; \quad N = 0,43n, \quad (21)$$

где N — угловой коэффициент прямой.

В свете изложенных представлений о зависимости эффективной вязкости от величины τ_i можно определить, чем являются и введенное русским исследователем Ф. Н. Шведовым «предельное напряжение сдвига» у дисперсных систем, подробно изучавшееся Е. Бингамом и М. П. Воларовичем, и «предел упругости» у твердых тел. Оба эти «предела» находятся в том интервале напряжений, в котором происходит скачкообразное снижение от максимальной величины $\eta_{III\max}$ к минимальной $\eta_{III\min}$. Согласно П. А. Ребиндеру и Н. В. Михайлову [467] условным пределом текучести следует называть то напряжение, при котором происходит наибольшее снижение вязкости на единицу увеличения напряжения (максимум первой производной вязкости по напряжению).

Значит, пределом упругости P_e нужно считать тот интервал величины касательных напряжений τ_i или ту их величину, ниже которой коэффициент η_{III} настолько еще велик, что пластическая составляющая общей деформации развивается весьма медленно («ползучесть»), и поэтому ею при кратковременном действии напряжений в технике иногда можно пренебрегать. Выше этого интервала η_{III} настолько снижается,

что скорость нарастания пластической составляющей общей деформации оказывается достаточной для возникновения в течение небольшого времени значительных по величине пластических деформаций («текучесть»). В этих случаях пластическая составляющая настолько велика по сравнению с упругой, что последнюю обычно не учитывают.

В физико-химической механике предельное напряжение сдвига считается весьма важной характеристикой механических свойств материала. Материалы, у которых нет предельного напряжения сдвига, называют вязкими или жидкообразными. Их остаточная деформация называется течением или вязким течением, а эффективная вязкость, вычисляемая по формуле

$$\eta_{III} = \frac{\tau_i}{d\gamma_i / dt}, \quad (22)$$

называется истинной вязкостью. Материалы, обладающие предельным напряжением сдвига, называют пластичными (в узком смысле слова), или твердообразными. Их остаточная деформация называется пластическим течением, или пластической в узком смысле слова. Вязкость вычисляется по формуле (22), и ее называют эффективной, или же по формуле

$$\eta_{III_{нл}} = \frac{\tau_i - P_e}{d\gamma_i / dt}, \quad (23)$$

и тогда говорят о пластической вязкости (иногда ее называют шведовой или бингамовой вязкостью).

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

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{G_I} + \frac{\tau_i}{G_{II}}(1 - e^{-t/\theta_{II}}) + \frac{\tau_i - P_e}{\eta_{III_{нл}}} t. \quad (24)$$

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

Следует заметить, что нижний предел напряжений, при которых развивается ползучесть, не изучен. По этому поводу существуют два мнения. Некоторые исследователи предполагают отсутствие такого нижнего предела текучести. Многие считают, что при данной температуре ползучесть в кристаллических веществах развивается, если напряжения превышают некоторый предел, намного меньший «предела упругости» в указанном понимании [467].

Эта вторая предельная величина напряжений Н. И. Михайловым и П. А. Ребиндером [467] называется пределом ползучести. Наличие этого предела отличает материалы с кристаллической (кристаллизаци-

онной) структурой от материалов с иными структурами — коагуляционными и конденсационными. Необходимых экспериментальных данных для решения вопроса о существовании или отсутствии у горных пород предела ползучести в настоящее время еще нет ⁶.

Существование двух других важных зависимостей вязкости материалов от всестороннего давления и температуры установлено вполне достоверно. Увеличение вязкости η_{III} горных пород при подъеме всестороннего сжатия σ_m подтверждается немногочисленными опытами Д. Григгса. Эта зависимость довольно хорошо изучена для других веществ и вместе с влиянием абсолютной температуры T часто описывается формулой Я. И. Френкеля [671] ⁷

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u - a\sigma_m}{kT}} \quad (25)$$

где u , a , η_0 — постоянные величины, отражающие свойства данного вещества; k — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град. Произведение kT характеризует среднюю энергию каждой частицы вещества (иона, атома или молекулы), поскольку среднее значение полной энергии частицы равно $3kT$. Совместное наличие зависимостей (17) и (25) может быть записано в форме одного объединяющего их уравнения

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u - a\sigma_m - b\epsilon_i}{kT}} \quad (26)$$

Г. И. Гуревичем [266, 269] было опубликовано несколько отличающееся по форме, но по существу аналогичное формуле (26) выражение зависимости θ_{III} от всестороннего давления, температуры и касательных напряжений.

ГЛАВА 5

УПРУГОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

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

Несмотря на большое число исследований, упругость горных пород еще достаточно не изучена. Почти все сообщения об экспериментальных работах и справочники не содержат отдельной четкой характеристики модулей условно-мгновенной упругости, упругого последействия и пол-

⁶ См. сноску на стр. 50.— *Прим. ред.*

⁷ Выражение (25) справедливо для жидкостей и аморфных (стеклообразных) твердых тел. Для поликристаллических твердых тел зависимость вязкости от T и σ_m может иметь более сложный характер. Исследования, проводившиеся в основном для металлов, показали, что в области повышенных температур зависимость скорости деформации ползучести от температуры T согласуется с выражением (25). Однако в области низких температур эта зависимость, по-видимому, не выполняется (см., например, [563]). Зависимость скорости ползучести от давления в области пластического течения исследована очень мало. Результаты, полученные в последнее время [899, 924], показывают, что с ростом всестороннего давления σ_m скорость деформации горных пород может увеличиваться.— *Прим. ред.*

ной упругости. Периоды релаксации упругого последействия горных пород не определялись. Рассмотрение отдельных кривых кинетики деформации небольших образцов позволяет считать величину этих периодов порядка нескольких часов или суток.

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

Упругость лабораторных образцов. При кратковременном испытании образцов в лаборатории Г. Н. Кузнецовым [374] отмечалось, что деформация упругого последействия меньше условно-мгновенной деформации и составляет примерно 30% ее в песчаниках и глинистых сланцах и 55–60% в каменной соли. В исследованных нами образцах сильно увлажненных глин (влажность 40–50%) обе части упругой деформации были примерно одной величины. Таким образом, приближенно можно считать, что у горных пород в среднем $E_I \geq E_{II}$ и $G_I \geq G_{II}$. Во всяком случае величина всех модулей одного порядка.

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

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

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

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

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

Важно отметить, что когда модули упругости вычислялись не по обратным упругим деформациям после разгрузки образцов, а по прямым деформациям в процессе увеличения нагрузки, кроме упругого последействия в измеренную деформацию могла включаться и пластическая деформация. Это обстоятельство снижает точность многих определений. Четко сформулированное Г. Н. Кузнецовым [374] требование вычислять модули упругости только по обратным упругим деформациям является, по мнению автора, строго обязательным. Только при обратной деформации есть достоверное доказательство ее обратимости, т. е. того, что измеренная деформация действительно упругая и не содержит в себе пластической части.

Меньшее число лабораторных определений модулей упругости проведено динамическим методом, который сводится к определению скорости прохождения упругих колебаний через образец с заранее извест-

ной плотностью. По плотности ρ и скорости прохождения V_p продольных ультразвуковых волн в стержне вычисляется модуль $E_l = \rho V_p^2$. Чем больше частота ультразвуковых колебаний, тем меньше продолжительность действия напряжений и, значит, тем меньше возможности развития растущей во времени упругой деформации. Поэтому ультразвуковым методом устанавливаются несколько большие величины модулей, чем статическим методом. Кроме того, модули несколько возрастают с увеличением частоты колебаний [746].

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

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

Твердые горные породы, находящиеся в невыветренном состоянии, обычно обладают модулем E^* , заключенным в довольно узком интервале — от $1 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Лишь изредка этот модуль достигает 10^6 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. По данным Б. П. Беликова [31], плотные изверженные породы, в частности граниты, обычно характеризуются средними и высокими модулями — от $4 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. В том же интервале находятся модули песчаников. Карбонатные породы отличаются средней и пониженной величиной модуля — от $7 \cdot 10^5$ до $1 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Глинистые рыхлые породы, в особенности сильно увлажненные, обладают намного меньшей величиной модуля, которая, по данным автора, может падать до 10^0 и даже до 10^{-1} $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

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

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

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

Таблица 1

Модуль упругости для удлинений (E^*) и коэффициент Пуассона (μ) сухих образцов горных пород при комнатной температуре, атмосферном давлении и длительности нагружения порядка минут

Горные породы	E^* , кг/см ² ·10 ⁵			μ				
	при сжатии		при растяжении	при сжатии		при растяжении		
	параллельно слоистости	перпендикулярно слоистости	параллельно слоистости	параллельно слоистости	перпендикулярно слоистости	параллельно слоистости	перпендикулярно слоистости	
Граниты	6—10,5 2,2 1,5—2,7		0,8	0,19—0,28				
	4—9							
Андезиты	8,5—10,5							
Базальты	10 4,5—7,5							
Гнейсы	5	0,9						
Мраморы	2,1		0,9	0,18—0,35				
Известняки	6,3	7,2		0,28	0,30	0,12	0,17	
	10,5—11,5 7,6—7,9							
	1—7							
Песчаники	0,5—5,3	0,4—3,6		0,13	0,13			
	3,5	4,0						3,9
	3,1—5,8							1,2—1,9
	4—9							
Песчанистые сланцы	3,6	2,4		0,25	0,16			
	3,7							0,9—1,4
	1,4—3,8							
Глинистые сланцы	3,7—3,1	2,1—1,5		0,22	0,22	0,30	0,26	
	1,2—3,6							0,9—1,5
Каменная соль	2							
Каменный уголь	0,05—0,18	0,07—0,08						

Примечание: В таблице помещены данные, полученные или сведённые различными авторами [31, 71, 374, 686].

Г. Н. Кузнецов [374], обобщая данные экспериментов различных исследователей, указал, что модуль при сжатии оказывался больше модуля при растяжении: у гранитов в 3 раза (2,93), у мраморов — в 2,5 раза (2,63), у песчаников — от 1,5 до 4,5 раз (1,64–4,4), у глинистых сланцев — в среднем в 1,5 раза (1,26–1,7).

М. П. Волярович с Д. Б. Балашовым [143] и с З. И. Стаховской [147] провели определение модулей упругости динамическим и статическим методами в условиях различного всестороннего давления. Увеличение всестороннего давления считается ими фактором, уменьшающим пористость пород. Эксперименты показали, что у большинства пород подъем всестороннего давления от 0 до 1000 кг/см² сопровождается увеличением модуля E^* . У базальтов увеличение E^* продолжалось до всестороннего давления в 2000–3000 кг/см², а у габбро — до 4000 кг/см². По мере увеличения давления его влияние на модуль упругости ослабевает. Это объясняется исчезновением пористости и приближением горной породы к идеальному сплошному телу. Наибольшее увеличение модуля E^* по сравнению с его значением при атмосферном давлении составило: для песчаников и мраморов в 1,5–1,6 раза, для базальтов — в 1,5–1,8 раза, для габбро и сиенита — в 2–2,1 раза.

Следующим весьма важным фактором, влияющим на упругость горных пород, является температура. М. П. Воляровичем и А. С. Гурвичем [145] было выявлено, что в интервале от 0 до 1000° происходит общее уменьшение модуля упругости E^* : у гранита с $7 \cdot 10^5$ до $1 \cdot 10^5$ кг/см² (в основном в интервале 100–600°), у песчаника с $8 \cdot 10^5$ до $4 \cdot 10^5$ кг/см² (в интервале 200–575°), у базальта всего лишь с $7 \cdot 10^5$ до $6 \cdot 10^5$ кг/см² (в интервале 200–600°). В породах, содержащих кварц, наибольшее снижение модуля E^* и его минимум отмечаются при температуре полиморфного превращения кварца +575°.¹

Упругость природных толщ. Из различных физико-механических свойств горных пород только упругость может быть количественно исследована в больших по объему массах пород, находящихся в природных условиях залегания. Из сейсмологических данных [272, 428 и др.] вытекают средние значения характеристик основных слоев земной коры (табл.2).

Таблица 2

Характеристика упругости основных слоев земной коры

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

Примечание: Данные о коэффициенте Пуассона взяты из [473].

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

¹ Данные о величинах модулей упругости образцов горных пород см. также в работах [144, 288, 762, 898, 901, 909 и др.].- Прим. ред.

Коэффициент Пуассона, определенный в лабораторных кратковременных опытах и сейсмическими методами в поле, можно использовать лишь при рассмотрении кратковременных малых (менее 1%) деформаций. При длительном действии напряжений и рассмотрении конечных деформаций отношения между продольной и поперечной деформациями становятся иными. В этих условиях коэффициент поперечной деформации (аналогичный коэффициенту Пуассона) имеет величину, приближающуюся к 0,5.

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

- 1) определять модули упругости только на однородно-напряженных образцах горных пород;
- 2) вычислять модули по обратным упругим деформациям, появляющимся после разгрузки образцов;
- 3) следить за изменением величины упругой деформации во времени и относить вычисленную величину модуля к определенной длительности действия напряжений;
- 4) следить за изменениями величины модуля в зависимости от величины напряжений и указывать, к какому диапазону нормальных и касательных напряжений относится вычисленный модуль;
- 5) характеризовать анизотропию упругих свойств каждой горной породы, в частности, определять модули слоистых пород не меньше чем для двух направлений — перпендикулярного и параллельного слоистости;
- 6) при всех испытаниях определять не только модуль упругости, но и коэффициент Пуассона;
- 7) сообщая числовые данные о результатах испытаний, приводить минимальные, максимальные и статистически осредненные результаты;
- 8) приводить полную петрографическую (включая пористость) и геологическую (возраст, район, положение в структуре) характеристики для каждого образца, испытанного на упругость.

ГЛАВА 6

ВЯЗКОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Способность горных пород к образованию значительных по величине (конечных) пластических деформаций хорошо известна геологам. Благодаря ей складки и другие пластические деформации имеют исключительно широкое распространение в земной коре и могут наблюдаться в любом районе. Пластические деформации проявляются в длительно существующих горных выработках. Как показали исследования Д. Григгса [784, 787], Г. Н. Кузнецова [374], Д. Филлипса [853], Ю. А. Розанова, Ю. А. Косыгина, И. В. Лучицкого [592] и других экспериментаторов, эта способность пород может быть подтверждена и

изучена в лабораторных условиях. При всесторонних давлениях до 10000 кг/см^2 в горных породах были получены пластические деформации удлинения и укорочения до 25—30%. Непрерывное увеличение пластической деформации отмечалось при длительных испытаниях, продолжавшихся до 1,5 месяцев. Знание пластических свойств горных пород необходимо для решения многих тектонофизических, геофизических и горнопроходческих вопросов.

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

Вязкость лабораторных образцов. Вязкость горных пород, испытанных в лабораториях в виде образцов, в силу технической сложности экспериментов изучена очень слабо. Сведения об эффективной вязкости некоторых пород можно найти лишь в нескольких работах Д. Григгса [784, 787] и вычислить по немногочисленным кривым кинетики деформации, приведенным Г. Н. Кузнецовым [374] и К. Ломницем [839]¹. Все эти данные сведены в табл. 3. Вязкость глин с влажностью 40—50% по данным нашей лаборатории составляет от 10^3 до 10^6 нз^2 . Таким образом, отчетливо проявляется зависимость вязкости от вещественного состава пород.

Неоднократно отмечалась различная деформируемость разных минералов, встречающихся в горных породах. В результате экспериментального исследования Б. В. Залесский и Ю. А. Розанов [304] указали, что некоторые минералы могут быть сгруппированы в следующие ряды, отражающие последовательное увеличение их относительной вязкости:

- 1) барит — галенит — сфалерит — халькопирит — пирит — кварц;
- 2) биотит — арфведсонит (амфибол) — эгирин (пироксен) — полевые шпаты — кварц.

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

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

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

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

Одним из проявлений зависимости вязкости от интенсивности касательных напряжений должно быть существование у горных пород предела текучести, понимаемого как напряжение, при котором происходит

¹ Данные о ползучести горных пород приводятся в работах [295, 762, 899, 903, 910, 915, 924, 926—928 и др.]. В некоторых из них рассчитаны эффективные вязкости горных пород η_{III} [762, 910, 915]. Значение вязкости η_{III} , вычисленные по кривым ползучести из работ [374, 839, 927], приведены в [524].— Прим. ред.

² Имеется в виду вязкость при напряжениях выше предела текучести.— Прим. ред.

Таблица 3
Эффективная вязкость (в пз) образцов горных пород при комнатной температуре

Порода	Всестороннее давление σ_m , $\kappa\Gamma/\text{см}^2$	Максимальные касательные напряжения τ_{\max} , $\kappa\Gamma/\text{см}^2$		Вязкость $\eta_{ш}$, пз	
		абс. вел.	% от условно-мгновенной прочности		
Гранит*	1	140	—	10^{20}	
Глинистый сланец**	1	85	77	$8,5 \cdot 10^{17}$	
	1	68	61	$3,4 \cdot 10^{18}$	
	1	86	80	$8,6 \cdot 10^{17}$	
Песчаник**	1	86	80	$8,6 \cdot 10^{17}$	
	1	700	—	$>2 \cdot 10^{22}$	
	10 000	2200	—	$3,1 \cdot 10^{15}$	
	10 000	2750	—	$9,3 \cdot 10^{14}$	
Известняк	10 000	3380	—	$2,2 \cdot 10^{14}$	
	1	210	81	$2,4 \cdot 10^{19}$	
	Гипс (сухой)	1	150	—	$0,4 \cdot 10^{16}$
		1	125	—	$1,6 \cdot 10^{16}$
		1	100	—	$2,6 \cdot 10^{16}$
		1	90	—	$5,1 \cdot 10^{16}$
		1	80	—	$6,04 \cdot 10^{16}$
		1	75	—	$6,36 \cdot 10^{16}$
		1	62	—	$14,4 \cdot 10^{16}$
		1	51	—	$38 \cdot 10^{16}$
1000		150	—	$6 \cdot 10^{14}$	
1000	125	—	$2,7 \cdot 10^{15}$		
Каменная соль	1000	100	—	$1,47 \cdot 10^{16}$	
	1	30	—	$3 \cdot 10^{17}$	
	1	10	60	$2 \cdot 10^{15}$	

Вязкости вычислены приближенно: * По материалам К. Ломница [839]. ** По материалам Г. Н. Кузнецовой [374]. Остальные данные — по Д. Григтсу [784, 787].

максимальное падение вязкости. Кроме того, многие исследователи допускают, что имеется другое предельное напряжение — предел ползучести, ниже которого не происходит никаких пластических деформаций, даже ползучести³. Опыты по ползучести горных пород [374] показывают, что пластические деформации ползучести заметно проявляются на протяжении времени порядка месяца при касательных напряжениях 50—70 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ в песчаниках и 5—10 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ в каменной соли. Значит, величина предела ползучести меньше этих напряжений.

По мнению П. А. Ребиндера [572], кристаллы кварца, длительно остающиеся недеформированными в пустотах кварцевых жил, под-

³ Автор использует термины «предел текучести» и «предел ползучести» в соответствии с их применением в физико-химической механике [467]. У многих дисперсных систем установлено наличие условного предела текучести, отвечающего напряжению, при котором производная вязкости по напряжению достигает максимума. У горных пород разрушение, как правило, наступает раньше, чем может быть достигнуто подобное напряжение. Поэтому такое использование этого термина для пород оказывается малоудобным. Для тел кристаллического строения под пределом текучести часто понимают напряжение, по достижению которого становится возможным развитие пластической деформации, осуществляющееся благодаря перемещению дислокаций; при меньших напряжениях возможна только диффузионная ползучесть [297]. По-видимому, все, что автор говорит здесь о пределе ползучести горных пород, следует относить именно к такому пониманию предела их текучести. — *Прим. ред.*

тверждают наличие у кварца предела ползучести. Если взять крупный кристалл длиной в 100 см с удельным весом 2,2, то при вертикальном положении кристалла величина касательных напряжений в его основании будет около 110 Г/см^2 . Предел ползучести должен быть больше этой величины.

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

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

Рассмотрение особенностей строения горных пород и микроскопического механизма их деформации помогает понять уже известные зависимости для вязкости, а также предположить некоторые еще не изученные зависимости. Незначительные по величине пластические деформации осуществляются за счет наименее вязких зерен породы и ее цемента, обычно менее вязкого по сравнению с главной массой зерен. При значительной деформации в процесс вовлекаются почти все зерна, слагающие породу. Изометричные частицы, например сферические оолиты и псевдооолиты, приобретают вытянутую форму и однообразную ориентировку в пространстве, хорошо наблюдаемую под микроскопом. Хорошо видны на глаз изменения формы и появление однообразной ориентировки галек в конгломератах.

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

После прекращения действия напряжений пластическая деформация и связанная с нею новая структура горной породы сохраняются на весьма длительное время. Вызванные деформацией изменения структуры необратимы. Об этом свидетельствуют многочисленные факты, в том числе наблюдавшиеся нами в Байджансайском районе хр. Каратау оолиты и псевдооолиты в известняках и гальки в конгломератах, сохранившие сплюснутость с конца палеозоя, т. е. в течение 200 млн. лет. Породы, испытавшие метаморфизм в докембрии (600 млн. лет назад), например кокджотская свита хр. Каратау, сохранили этот метаморфизм до настоящего времени. При повторном действии повышенных напряжений порода, утратившая первоначальную структуру, должна обладать новой измененной вязкостью.

Общая величина пластической деформации, как следует из главного уравнения (13) в гл. 4, определяется тремя факторами: вязкостью материала, интенсивностью касательных напряжений и длительностью их действия. Одинаково большая деформация может быть получена в одной и той же породе как за счет действия высоких напряжений в течение короткого времени, так и за счет весьма длительного действия слабых напряжений. В первом случае преимущественно развиваются процессы

разрушения, вызывающие снижение вязкости; процессы же, повышающие вязкость (залечивание разрывов, заполнение пор и образование новых минералов), из-за ограниченности времени полностью не проявляются. Во втором случае развиваются все процессы, укрепляющие структуру породы и повышающие вязкость.

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

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

Вязкость природных толщ. Для исследования механизма деформирования земной коры исключительно важны оценки вязкости больших масс горных пород (см. гл. 35). В этом направлении почти ничего еще не сделано. Ряд исследователей предполагает, что современное поднятие древних щитов Фенноскандии и Канады вызвано их изостатическим «всплыванием» после разгрузки от стаявших ледников. Зная скорость подъема этих территорий и предполагая ту нагрузку, которая создавалась ледниками, можно вычислить для верхней части подкоревой оболочки (астеносферы) вязкость порядка 10^{22} — 10^{23} нз⁴.

Для приближенной оценки вязкости отдельных небольших участков земной коры и комплексов горных пород мы предлагаем следующий метод. Он заключается в совместном использовании данных о вязкости лабораторных образцов горных пород и геологических сведений об особенностях деформаций и внутреннего строения толщ горных пород в естественных условиях залегания. Богатый материал геологических наблюдений позволяет вполне достоверно указать несколько комплексов горных пород, заведомо обладающих разной относительной вязкостью. Выделение различных категорий среди комплексов горных пород по этому признаку возможно при соблюдении следующих условий:

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

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

Если эти условия соблюдаются, то при сходных характере, величине и продолжительности действия внешних сил можно считать, что относительная вязкость различно деформированных толщ тем меньше, чем интенсивнее деформации. Детальные исследования в Байджансайском районе хр. Каратау [195] показали, что в наименее вязких комплексах

⁴ Более точные расчеты, при которых в мантии выделялся слой пониженной вязкости, позволили оценить его вязкость величиной 10^{20} — 10^{21} нз [16, 255].— *Прим. ред.*

пород устанавливается особая ориентировка осей напряжений. Возможно, что интенсивность касательных напряжений в них во многих случаях немного ниже, чем в других толщах. Однако факт более интенсивного развития деформаций должен считаться убедительным доказательством пониженной вязкости.

Главные четыре категории комплексов горных пород удобно выделить на примере хр. Каратау в Средней Азии. Очевидно, эти категории можно распространять и на другие районы. Между наиболее типичными представителями основных категорий существуют переходные разновидности комплексов пород.

В *I* категорию включены относительно наименее вязкие комплексы пород. В Каратау они представлены франской (?) тонкослоистой алевролитоглинистой толщей, залегающей на песчаниках. В результате деформаций глины здесь превратились в аргиллиты. Эта толща во многих местах хр. Каратау испытала исключительно интенсивные дисгармоничные деформации и образовала диапировые внедрения в карбонатную формацию среднего палеозоя в ядрах отдельных складок и вдоль швов крупных разрывов [86]. В Байджансайском районе эти породы отмечены лишь на крайнем юго-западе, где они обнажены в ядре диапирового поднятия в зоне разрыва. Такой же интенсивностью деформаций и диапиризмом отличается соленосная и гипсоносная, отчасти глинистая толща верхней юры Южно-Таджикской депрессии [205]. На Кавказе аналогично ведут себя майкопские (олигоцен-миоценовые) глины, в Предуралье — гипсоносные кунгурские отложения (нижняя пермь). Итак, характерной особенностью деформаций толщ *I* категории являются диапировые внедрения. Интенсивность деформации значительных участков толщи в местах диапировых внедрений достигает сотен процентов.

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

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

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

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

К *III* категории причислены относительно сильновязкие породы, такие, как песчано-конгломератовая свита среднего девона и франского яруса со слабо-развитой слоистостью и толща слабослоистых и массивных доломитов и известняков фации нижнего турне Байджансайского района. К этой же категории относятся вулканогенные толщи с мощными лавовыми покровами, брекчиями и конгломератами, подобные протерозою, обнажающемуся в ядре антиклинали в центре Байджансайского района. Во всех перечисленных толщах наблюдаются лишь крупные складки шириной в несколько километров. В других районах ширина складок доходит до десятков километров. Складки имеют асимметричную флексуорообразную или коробчатую форму поперечного сечения. Крылья часто обрезаны крутыми крупными разрывами, благодаря которым структура принимает характер горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Если не считать осложненных разрывами крыльев, интенсивность деформации пород невелика. Для больших участков она составляет единицы процентов.

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

Переходными от *III* к *IV* категории, возможно, являются толщи неособенно глубоко метаморфизованных пород — алевролитовых сланцев с песчаниками (типа пород, образующих нижний палеозой Байджансайского района и Южного Тянь-Шаня), филлитов, отчасти кристаллических сланцев.

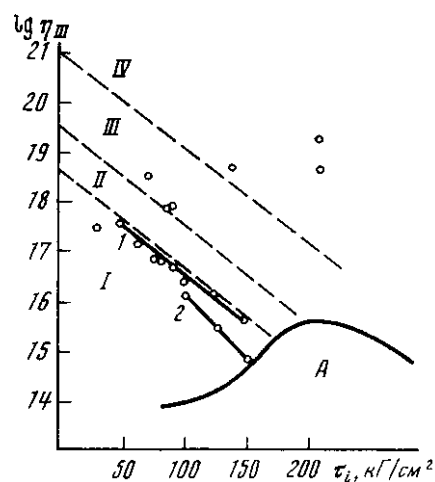
К *IV* категории отнесены относительно наиболее вязкие комплексы, представленные неслоистыми интрузивными телами магматических пород (исключая ультраосновные), гнейсами, внутренняя слоистая структура которых осложнена интенсивной дисгармоничной складчатостью, отчасти кристаллическими сланцами. В Байджансайском районе к данной категории относится свита протерозойских пород. Наиболее полно особенности деформаций данных пород проявлены в Тянь-Шане и на Кавказе, где они образуют крупные, незначительно деформированные глыбы [2, 205, 360, 714]. Для рассматриваемой категории типична глыбовая, весьма слабоскладчатая структура. Интенсивность пластических деформаций таких больших участков оценить очень трудно, поскольку она значительно меньше, чем у предыдущей категории, для которой принимались единицы процентов. Можно предполагать, что в *IV* категории должны быть десятые доли процента и единицы процентов.

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

Возможность выделения указанных категорий показывает, что вещественный петрографический состав толщ является первым фактором, который сильно влияет на вязкость. Глины, соли и мергели в чистом виде обуславливают наименьшую относительную вязкость толщ. Присутствуя в виде прослоев, они снижают общую вязкость песчаных и известняковых толщ и переводят их из *III* категории во *II*. Высокая относительная вязкость свойственна однородным карбонатным и пес-

Рис. 4. Зависимость эффективной вязкости толщ горных пород η_{III} от интенсивности касательных напряжений τ_i при атмосферном давлении и температуре 20° (по литературным материалам)

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



чано-конгломератовым толщам. Метаморфические и изверженные породы отличаются наибольшей вязкостью. Вторым весьма важным фактором является слоистость, роль которой хорошо известна полевым геологам. Петрографически одинаковые известняки или песчаники, будучи лишенными слоистости, относятся к *III* категории, а в случае тонкой слоистости входят во *II* категорию.

Попытаемся дать приближенную количественную оценку вязкости выделенных категорий толщ горных пород. В толщах *I* категории слоистость не всегда хорошо развита, и нередко толщи глин, солей, гипса отличаются от других толщ своей однородностью. Встречающиеся в них подчиненные прослои иного состава (песчаники, алевролиты, доломиты) обладают большей вязкостью, чем основная масса глин, солей или гипса. Поэтому в целом вязкость толщ *I* категории должна незначительно отличаться от вязкости каменной соли, гипса и влажных глин. Данные об их вязкости при различной интенсивности касательных напряжений приведены в табл. 3 и на рис. 4. Для гипса выше уже предполагалась линейная зависимость логарифма вязкости от интенсивности касательных напряжений. Поэтому на рис. 4, намеченная пунктиром граница *I* и *II* категорий проведена прямолинейно. Эта граница проходит непосредственно рядом с точками, характеризующими влажный гипс и каменную соль, так как эти данные считаются нами верхним пределом вязкости толщ *I* категории. Вязкость влажной глины и слоистых толщ гипса и каменной соли должна быть ниже этого предела.

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

Однородные слабослоистые толщи песчаников и известняков относятся к *III* категории. К ней же относятся и глинистые сланцы, точки вязкости которых на рис. 4 располагаются рядом с точками для песчаников. В результате предполагаемая граница *II* и *III* категорий пройдет несколько ниже точек, характеризующих песчаники.

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

костей нужно допускать потому, что отмеченное выше обычное различие в интенсивности деформаций толщ *I*, *II* и *III* категорий составляет примерно по одному порядку.

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

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

I категория — наименее вязкие комплексы пород (толщи глин, солей, гипсов, тонкослоистые алевролитоглинистые толщи), вязкость которых от $2 \cdot 10^{15} \cdot 10^{-0,0233 \tau_i}$ до $5 \cdot 10^{18} \cdot 10^{-0,0233 \tau_i}$ нз:

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

где τ_i — интенсивность касательных напряжений в кГ/см^2 ; η_{III} — вязкость породы;

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

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

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

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

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

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

Наметившиеся полосы, соответствующие вязкости различных комплексов горных пород при разной интенсивности касательных напряжений, не могут продолжаться далеко в сторону усиления напряжений. Каждая из них ограничена напряжениями, равными условно-мгновенной прочности на скалывание. Поэтому в нижней части рис. 4 намечена линия (А), ограничивающая поля диаграммы, характеризующие четыре категории комплексов горных пород.

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

Вследствие тектонических движений и деформаций земной коры в отдельных ее участках всестороннее давление может значительно превышать ту величину, которая создается одним только весом вышележащих пород. Таким образом, в каждую из указанных выше характеристик

вязкости надо будет включить по два пока еще неизвестных множителя. Один множитель должен отражать влияние на вязкость всестороннего давления, а другой — влияние температуры.

Приведенные нами сведения о вязкости горных пород показывают сложность этого вопроса и чрезвычайно малое количество фактических данных. Однако можно констатировать широкие перспективы для значительного развития исследований в этом интересном и важном направлении экспериментальных работ.

ГЛАВА 7

ПРОЧНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

(физическая теория образования тектонических разрывов)

Прочностью будем называть ту величину истинных внутренних напряжений (касательных или нормальных), действие которых приводит к макроскопическому разрушению.

Для инженеров, производящих технические расчеты, часто безразлично, каким образом произойдет разрушение породы и под какими углами трещины будут ориентированы в пространстве. Они обязаны не допускать появления трещин. Геологов, наоборот, интересуют именно трещины. Поэтому геологи предъявляют к гипотезам, объясняющим механизм и условия возникновения элементарных разрывов (трещин) в простейших условиях, несколько иные требования, чем инженеры, и часто отдают предпочтение теориям и гипотезам прочности, не пользующимся распространением в технике. В связи с тем, что гипотезы развивались физиками и инженерами без учета требования геологов, ни одна из существующих теорий и гипотез прочности, как таковая, не может удовлетворить нашим запросам. Однако совместное использование ряда теории и гипотез может способствовать решению разнообразных геологических вопросов.

Рассмотрим представления о прочности горных пород, связанные со специфической тектонофизических исследований.

Во многих геологических работах для объяснения условий возникновения разрывов и закономерностей их расположения в пространстве применялась известная гипотеза Г. Беккера, связывающая трещины с элементами эллипсоида деформации. Эта теория использовалась и в ряде зарубежных сводок по структуре рудных месторождений. В последнее время критика данной гипотезы, имевшая место в 20-х и 30-х годах, и связанная с нею дискуссия заметно усилилась [45, 158, 177, 182, 267, 280, 293, 355, 358, 562, 783, 836].

Однако наряду со справедливыми замечаниями в адрес гипотезы Г. Беккера нередко высказывалось сомнение в правильности и теоретической обоснованности представления об эллипсоиде деформации. Это совершенно ошибочно. Представление об эллипсоиде деформации вполне строго теоретически обосновывается при геометрическом рассмотрении любой однородной деформации (см. гл. 13). Эллипсоид в качестве геометрической характеристики может быть использован при описании как полной однородной деформации, так и ее пластической и упругой частей. Он применим как для малых, так и для конечных однородных деформаций [189].

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

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

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

Расположение трещин скалывания и отрыва должно рассматриваться по отношению к осям напряжений или осям эллипсоида упругой деформации. При изучении трещин и крупных тектонических разрывов рекомендуется использовать не гипотезу Г. Беккера, а комплекс представлений, отражающий современное состояние учения о прочности материалов.

Опираясь на развитый советскими исследователями принцип синтеза различных гипотез прочности, М. В. Гзовский [177—179, 182, 186, 187, 190] предложил при изучении тектонических разрывов использовать комплексное представление о физических условиях возникновения разрывов, объединяющее ряд гипотез и выводов из известных экспериментов. Материал в рассматриваемом объеме считается однородным и изотропным. Соотношения между напряжениями, деформациями и разрывами принимаются в соответствии с данными о разрушении не образцов в целом, а отдельных их участков, напряженное состояние которых известно и может считаться однородным. В настоящее время этот комплекс представлений формулируется в виде шести основных положений.

Первое положение. Прежде всего принимается сформулированное Я. Б. Фридманом [672, 673], развивавшееся Г. В. Ужиком [658] и другими и укоренившееся в геологии представление о возможности проявления в каждом материале двух типов разрушения (отрыв и скалывание) и соответствующих им двух прочностей: P_o и P_t . Сколы возникают тогда, когда на каких-либо площадках, наклоненных под углом α к оси σ_3 ¹, касательные напряжения τ_α оказываются равными P_t . Отрывы появляются, когда наибольшее растягивающее напряжение $+\sigma_1$ оказывается равным P_o . Следовательно, основное физическое условие возникновения разрывов

$$\begin{aligned} \tau_\alpha &= P_t; \\ +\sigma_1 &= P_o. \end{aligned} \quad (1)$$

Тип разрушения в каждом конкретном случае определяется соотношением между прочностью материала на отрыв и на скалывание и характером напряженного состояния, порождающего разрыв. Трещины отрыва следует связать только с максимальными растягивающими нор-

¹ σ_3 обозначает алгебраически минимальные главные нормальные напряжения, т. е. наименьшие из растягивающих, если нет сжимающих, или же наибольшие из сжимающих.— *Прим. автора.*

мальными напряжениями, а трещины скалывания — с касательными напряжениями. Известно, что у горных пород прочности на отрыв обычно в 5—8 раз меньше прочностей на скалывание.

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

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

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

Второе положение. Величины нормальных растягивающих и касательных напряжений, приводящих к разрушению, т. е. прочности P_o и P_t , не являются постоянными: они зависят от температурной, силовой и химической обстановки разрушения тела и даже от его величины. Прочности увеличиваются с сокращением длительности действия δ разрушающих напряжений, с ростом всестороннего сжатия σ_m и с понижением температуры T . Это показывают эксперименты и теория С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева [300], Г. М. Бартенева [27]; гипотеза О. Мора [844]; опыты Д. Григгса [784, 787], Д. Филлипса [853], Г. В. Ужика [658], Г. Н. Кузнецова [374]; Е. Робертсона [868]. Кроме того, на прочность оказывают влияние состав и концентрация растворов, циркулирующих в земной коре (теория П. А. Ребиндера [571, 573], опыты Д. Григгса [787]).

Рассмотрим влияние перечисленных факторов:

1. Непосредственной физической причиной сколов (или отрывов) являются касательные (или растягивающие нормальные) напряжения определенной величины, равной P_t и P_o лишь в том случае, если они действуют в течение вполне определенного времени (опыты Д. Григгса [784, 787], Д. Филлипса [853]). Если больше напряжение, то меньше необходимая для разрушения горных пород длительность его действия (рис. 5, *а*).

Основные закономерности зависимости разрушения путем отрыва от длительности действия напряжений вполне достоверно установлены для поликристаллов (металлов), аморфных силикатных стекол и полимерных аморфных материалов [300]. По-видимому, те же закономерности распространяются и на разрушение путем скалывания (рис. 5, *б, в, д, е*). Возможно, что такие закономерности справедливы и для горных пород. При этом логарифм длительности действия разрушающих напряжений $\ln \delta$ и величина этих напряжений (длительная прочность) P_o связаны линейной зависимостью, которая на графике отражается прямой линией (рис. 5, *а*)². Теоретический анализ прочности [27] заставляет считать эту прямую ограниченной двумя крайними точками, соответствующими максимальной (мгновенной) $P_{мгн}$ и минималь-

² Впоследствии в работах [634, 649] было подтверждено, что для горных пород при скалывании (в условиях сжатия) связь между δ и P_o подчиняется зависимости типа (7) или (9). При этом разным интервалам на шкале времени могут соответствовать разные значения параметров этих уравнений.— *Прим. ред.*

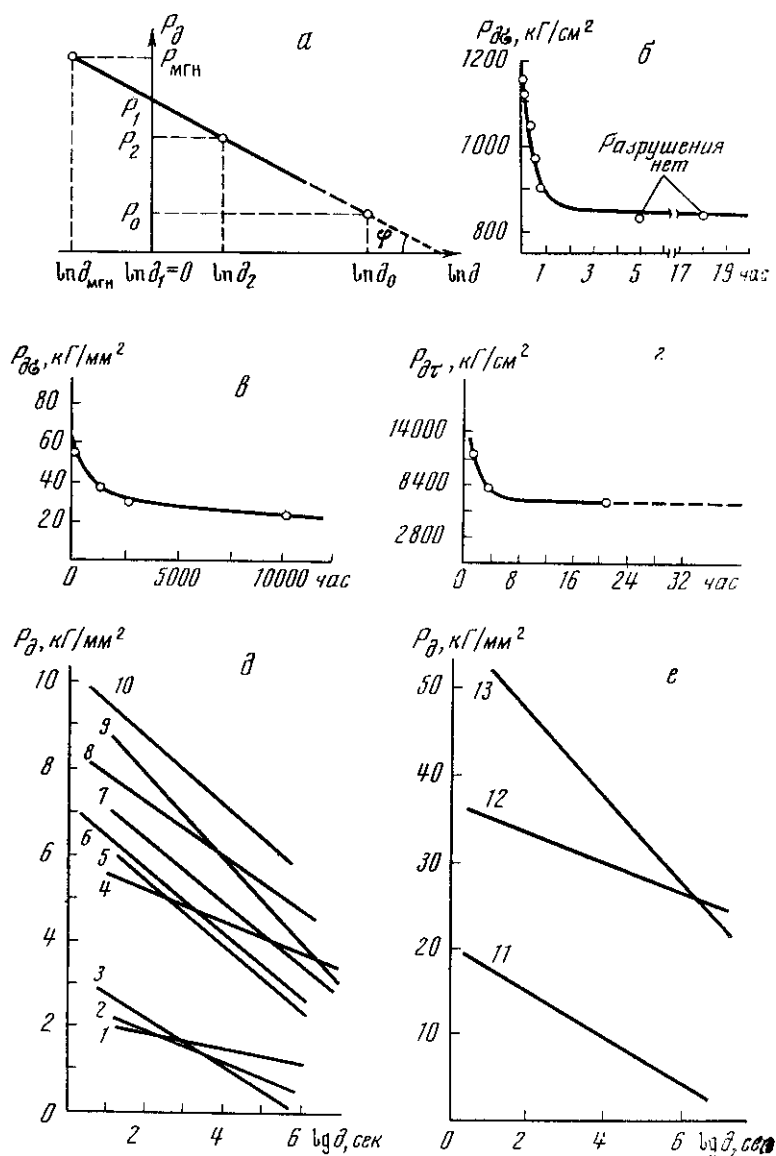


Рис. 5. Влияние длительности действия напряжений на прочность

a – горных пород (предполагаемое); *б* – бакелита на отрыв [675]; *в* – стали на отрыв [673]; *г* – известняка на скалывание при всестороннем сжатии 10 000 атм [784]; *д, е* – некоторых материалов на отрыв [300]: 1 – резина (Buna S) без сажи, 2 – поливинилхлорид, 3 – резина (Buna N) без сажи, 4 – алюминиевая фольга, 5 – органическое стекло, 6 – полистирол, 7 – целлофан, 8 – целлулоид, 9 – ацетилцеллюлоза, 10 – нитроцеллюлоза (фотопленка), 11 – резина (Buna S) с сажей, 12 – фосфористая бронза, 13 – капрон (ориентированный)

ной P_0 прочностям. Знание величин этих двух прочностей и соответствующих им длительностей действия напряжений $\delta_{\text{мгн}}$ и δ_0 однозначно определяет весь график, т. е. дает полную характеристику зависимости длительной прочности P_0 от времени.

Мгновенную прочность $P_{\text{мгн}}$, соответствующую чрезвычайно короткому времени действия напряжений порядка 0,0001 сек и менее, весьма трудно измерить и нельзя использовать на практике. Поэтому целесообразнее вместо $P_{\text{мгн}}$ и $\ln \delta_{\text{мгн}}$ выбрать какую-либо другую точку на

графике. Удобной является точка с временем ∂_1 равным 1 сек, логарифм которого равен нулю (в системе единиц CGS). Прочность, соответствующую этому времени, можно обозначать P_1 и называть условно-мгновенной. Минимальная прочность P_0 и соответствующее ей время ∂_0 также практически неудобны для использования, так как непосредственно их измерить невозможно (∂_0 может достигать миллиардов лет). Поэтому вместо P_0 берут экспериментально измеренную прочность P_2 при длительности ∂_2 . Используя P_1 и P_2 и соответствующие им $\ln \partial_1 = 0$ и $\ln \partial_2$, уравнение зависимости ?? от ?? записываем следующим образом:

$$\frac{P_1 - P_\partial}{P_1 - P_2} = \frac{\ln \partial}{\ln \partial_2} \quad (2)$$

откуда

$$\ln \partial = \frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} P_1 - \frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} P_\partial. \quad (3)$$

Введя обозначения

$$\frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} = \frac{1}{\zeta}; \quad (4)$$

$$\frac{1}{\zeta} P_1 = \ln \delta, \quad (5)$$

вместо (3) получаем уравнение

$$\ln \partial = \frac{P_1 - P_\partial}{\zeta}, \quad (6)$$

которое после потенцирования приобретает вид

$$\partial = \partial_1 e^{\frac{P_1 - P_\partial}{\zeta}} \quad (7)$$

Вместо этой формулы из уравнений (3)—(5) можно получить другую, совпадающую с уравнением В. Буссе [753], С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева [300]:

$$\partial = \frac{\delta}{e^{P_\partial / \zeta}}, \quad (8)$$

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

Из (4) и (5) следует, что величины коэффициентов δ с размерностью времени и ζ с размерностью напряжения вполне определяются двумя длительными прочностями P_1 и P_2 и соответствующими им длительностями действия напряжения $\partial_1 = 1$ и ∂_2 .

Коэффициент ζ отражает чувствительность прочности к длительности действия напряжений и представляет собой угловой коэффициент прямой графика «прочность — логарифм длительности действия напряжений» (рис. 5, а, д, е). Разрешая (3) относительно длительной прочности P_∂ , получаем

$$P_\partial = P_1 - \zeta \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (9)$$

Таким образом, соотношения между величиной разрушающих напряжений (касательных или нормальных) и длительностью их действия можно выразить любой из формул (7) или (9), равносильных уравнению (8).

Для каждого материала должны быть выяснены и указаны величины либо $P_{1т}$, $P_{2т}$, $\partial_{2т}$, либо $P_{1т}$ и ζ_t , характеризующие зависимость разрушения путем скалывания от времени, а также $P_{1\sigma}$, $P_{2\sigma}$, $\partial_{2\sigma}$ или $P_{1\sigma}$ и ζ_σ , характеризующие разрушение путем отрыва. Ясно, что величины $P_{1т}$

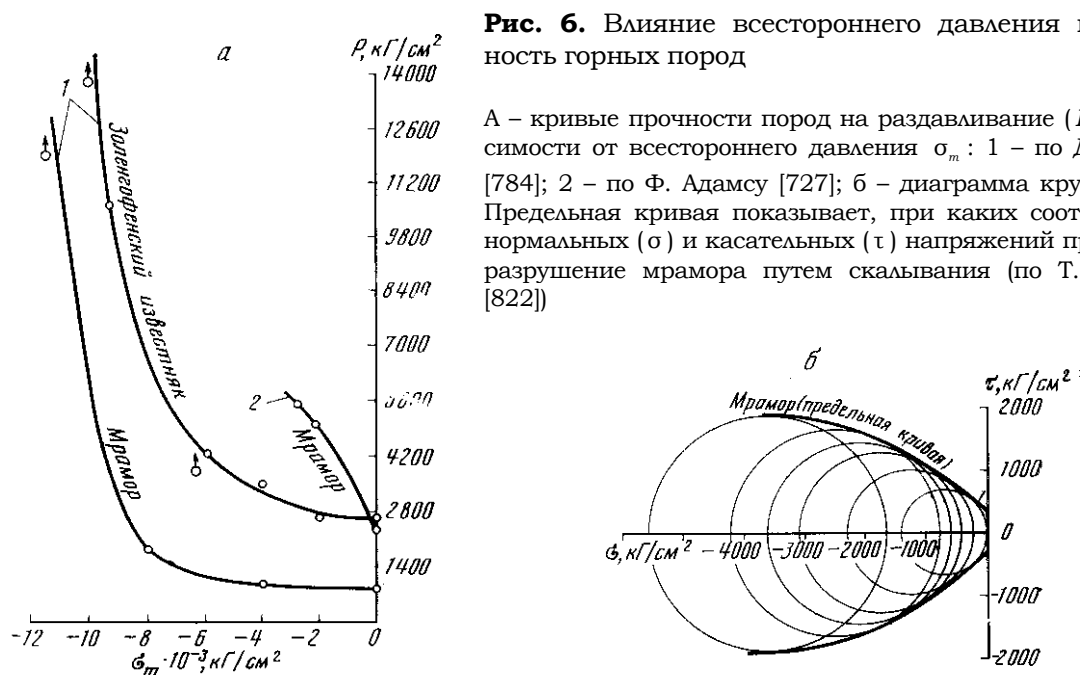


Рис. 6. Влияние всестороннего давления на прочность горных пород

А – кривые прочности пород на раздавливание (P) в зависимости от всестороннего давления σ_m : 1 – по Д. Григгсу [784]; 2 – по Ф. Адамсу [727]; б – диаграмма кругов Мора. Предельная кривая показывает, при каких соотношениях нормальных (σ) и касательных (τ) напряжений происходит разрушение мрамора путем скалывания (по Т. Карману [822])

и P_{10} , так же как и ζ_τ и ζ_σ , имеют размерность напряжения. Величина δ из (8) имеет размерность времени.

2. Влияние всестороннего давления σ_m на прочность горных пород выяснено известными экспериментами О. Мора, Т. Кармана, Д. Григгса, Е. Робертсона и др. Гипотеза О. Мора [844] достаточно полно отражает две формы проявления этой зависимости в случае разрушения путем скалывания.

Во-первых, с ростом всестороннего сжатия увеличиваются касательные напряжения, необходимые для разрушения горной породы путем скалывания при одной и той же длительности действия напряжений. Иными словами, происходит увеличение любой длительной прочности на скалывание $P_{\sigma t}$. Судя по немногим экспериментальным данным, с повышением всестороннего давления его влияние на прочность на скалывание постепенно ослабевает. Однако другие эксперименты показывают обратное — как бы безграничное увеличение прочности, что представляется более правдоподобным (рис. 6).

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

$$P_{\sigma t} = (P_{\sigma t})_0 - q\sigma, \quad (10)$$

где $(P_{\sigma t})_0$ — прочность на тех площадках, на которых нормальное напряжение σ равно нулю; q — коэффициент, являющийся в свою очередь функцией и уменьшающийся с увеличением сжатия (в доступном для

эксперимента диапазоне напряжений). В общей форме

$$q = f(\sigma). \quad (11)$$

В порядке уточнения гипотезы Мора вместо σ в формулу (10) подставляется множитель $(\sigma + \nu\sigma_m)$, содержащий величину всестороннего давления σ_m и поэтому зависящий от σ_2 . Так снимается одно из наиболее распространенных замечаний в адрес гипотезы Мора, заключающееся в том, что в ней прочность не зависит от σ_2 .

Выражение (10) следует относить к прочностям, соответствующим определенной длительности действия напряжений, например к 1 сек, тогда оно примет вид

$$P_{1т} = (P_{1т})_0 - q\sigma. \quad (12)$$

Угол скалывания α отражает величину q , так как

$$q = \operatorname{tg}(90^\circ - 2\alpha) = \operatorname{tg}2(45^\circ - \alpha) = \operatorname{ctg}2\alpha \quad (13)$$

Из формулы (13) следует, что по величине угла скалывания можно судить о величине коэффициента q . Зависимость прочности на скалывание от σ у разных пород может проявляться в различной степени. Обычная для горных пород величина угла скалывания α при условно-мгновенном разрушении сухих образцов, атмосферном давлении и комнатной температуре указана в табл. 4.

Таблица 4

Угол скалывания горных пород

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

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

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

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

влиянием температуры на прочность на отрыв ряда аморфных и поликристаллических материалов, которое установлено экспериментально и отражено в уравнении С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева [300]:

$$\delta = \delta_{0T} e^{u/kT}, \quad (14)$$

где δ — необходимая для разрушения длительность действия напряжений; T — абсолютная температура; δ_{0T} и u — постоянные материала с размерностями времени и энергии; k — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град.³

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

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

По-видимому, для горных пород в дальнейшем надо будет установить величины u_t и u_o , соответственно отражающие влияние температуры на прочности, на скалывание и на отрыв. При предварительных расчетах можно иметь в виду, что, согласно Г. М. Бартеневу [27], прочность ряда материалов, в том числе силикатных стекол, в значительном интервале температур почти линейно уменьшается с подъемом температуры, приближенно удовлетворяя уравнению

$$P_T \approx P_{0T} - a(T - T_0), \quad (15)$$

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

4. Зависимости прочностей горных пород от состава и концентрации разнообразных циркулирующих в земной коре природных растворов исследованы чрезвычайно слабо. Поэтому учитывать их на данной стадии изучения тектонических разрывов не удается.

5. Известные в настоящее время величины условно-мгновенных прочностей относятся к испытываемым в лабораториях образцам, поперечное сечение которых обычно имеет площадь от единиц до десятков квадратных сантиметров. Важно подчеркнуть, что при сильном увеличении или уменьшении размеров деформируемых тел нужно ожидать уже отмечавшиеся рядом исследователей [374] изменения величин условно-мгновенных и других основных характеристик прочности, т. е. должно допускаться влияние на прочность «масштабного фактора». Одна из причин этого слабоизученного явления заключается в неоднородностях и «дефектах», имеющих в горных породах. В очень маленьких образцах, соизмеримых с микротрещинами, порами и отдельными зернами кристаллов в горной породе, должны отмечаться и сильно пониженные прочности (за счет микротрещин и пор) и значительно повышенные (когда все сечение образца занято одним прочным и целым

³ С. Н. Журковым с сотрудниками было установлено, что в широких пределах изменения температуры T и напряжения σ при растяжении твердых тел длительность δ экспоненциально зависит от разрушающего напряжения σ и температуры T :

$$\delta = \delta_0 e^{\frac{u}{kT}} = \delta_0 e^{\frac{u_0 - \gamma\sigma}{kT}}$$

где δ_0 — множитель, равный 10^{-12} — 10^{-13} сек, что близко к периоду тепловых колебаний атомов; γ — коэффициент, определяемый структурой твердого тела; величина u_0 — энергия активации, совпадающая с энергией разрыва атомных связей [911 и др.]. Зависимость δ от σ для горных пород при разрушении их путем скалывания имеет аналогичный характер [634, 649].— *Прим. ред.*

кристаллом). Обычно образцы выбираются из промежутков между трещинами, поэтому в естественном массиве горных пород и в более крупных штуфах, включающих в себя не залеченные жилами микроскопические трещины, возможно снижение прочности. Таким образом, в уравнениях (9), (12) и (15) величины постоянных членов зависят от габаритов разрушаемого тела. Вторая причина существования этой зависимости будет указана ниже.

При испытаниях образцов горных пород большое значение может иметь соотношение размеров зерен; слагающих породу, с габаритами образца. В маленьких образцах из крупнозернистых пород, например гранитов, возможны случаи, когда эксперимент будет характеризовать свойства не породы в целом, а отдельных образующих ее минералов (например, полевого шпата или кварца).

Таким образом, один и тот же участок земной коры, или одна и та же горная порода могут считаться либо однородными, либо неоднородными, в зависимости от величины тектонического разрыва. Если наименьшая протяженность разрыва более чем в 10—100 раз превосходит наибольший линейный размер тех структурных элементов, из которых состоит данный участок (порода), то материал, по видимому, можно рассматривать как однородный. Условно-мгновенные прочности скальных горных пород, определенные в лабораториях, в незначительных по величине сухих образцах (при всестороннем давлении, близком к $1 \text{ атм} \approx 1 \text{ кг/см}^2$ и комнатной температуре) на скальвание — порядка 10^8 — 10^9 дин/см^2 (10^2 — 10^3 кг/см^2) и на отрыв — порядка 10^7 — 10^8 дин/см^2 (10^1 — 10^2 кг/см^2). Прочность на скальвание составляет единицы процента модуля упругости сдвига, а прочность на отрыв — десятые доли процента модуля упругости удлинения. Приводимые в справочниках данные (после пересчета нормальных сжимающих напряжений на касательные в тех случаях, когда разрушение происходило путем скальвания) показывают, что обычные условно-мгновенные прочности различных горных пород приблизительно могут считаться такими, как указаны в табл. 5⁴.

Т а б л и ц а 5

Условно-мгновенные прочности сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре

Породы	$P_o, \text{ кг/см}^2$	$P_{1t}, \text{ кг/см}^2$		
		мин.	макс.	ср. статистическая
Граниты	30	600	1800	750
Диабазы	50	650	2300	900
Гнейсы	—	400	1600	800
Кварциты	80	130	1600	1000
Кристаллические сланцы	—	300	1500	700
Мраморы	50	120	1300	500
Известняки	50	100	1800	450
Песчаники	20—60	200	750	—
Глинистые сланцы	30—40	180	260	—
Угли	—	20	80	—
Каменная соль	15—20	90	—	—

Третье положение. Величины, характеризующие прочность в каждой группе пород, могут изменяться в широких пределах в зависимости от их литологических и петрографических особенностей, обусловленных

⁴ Значения прочностных характеристик образцов горных пород см. также в работах [288, 527, 634, 649, 762, 901, 924, 925, 926 и др.]. — Прим. ред.

геологической историей формирования пород. Как видно из табл. 5, наибольшее влияние на прочность оказывает состав породы. Наименее прочны угли и глины; низкая прочность свойственна каменной соли. Весьма существенную роль играет состав и соотношение зерен и скрепляющего их цемента. Прочность пород зависит также от их структуры, пористости и геологической истории.

Четвертое положение. Перечисленные закономерности возникновения элементарных поверхностей механического разрушения нужно рассматривать как следствие того, что процесс разрушения развивается во времени длительно и неравномерно, совместно с пластическим и упругим деформированием и с противоположными разрушению процессами залечивания разрывов. Это представление раскрывает физический смысл феноменологической зависимости прочности от времени и описывающих ее эмпирических уравнений (7) и (9). Поверхность разрыва, рассекающая весь образец, возникает не мгновенно, а формируется путем объединения многочисленных более мелких нарушений сплошности. Появление каждого такого мелкого нарушения уменьшает площадь сечения образца, воспринимающего нагрузку от внешних сил.

Если внешние силы постоянны, то истинное напряжение в неразрушенной еще части сечения образца увеличивается при появлении каждого очередного мелкого нарушения, лежащего в его плоскости. Подъем истинных напряжений увеличивает скорость пластической деформации. Таким образом, отмечавшееся [195, гл. 17] увеличение скорости пластической деформации перед разрушением образца, которое позволяет выделить четвертый период ползучести, надо объяснить процессом разрушения. Этот процесс носит лавинообразный характер. Сначала на протяжении длительного времени, развиваясь внутри образца, он не вызывает еще макроскопического разрушения, но затем, очень сильно ускоряясь, приводит к почти мгновенному разрушению.

Если при испытании материала поддерживается лишь такая величина внешних сил, которая необходима для сохранения постоянной скорости деформации образца, то длительно развивающийся процесс разрушения проявляется иначе. Он начинает регистрироваться по уменьшению необходимой величины внешней силы задолго до макроскопического расчленения образца на отдельные, не связанные друг с другом части. Уменьшение показаний динамометра с течением времени ускоряется и завершается полной потерей сопротивления образца продвижению плиты пресса; это является лишь заключительной стадией процесса — макроскопическим разрушением.

Представление о длительности процесса разрушения имеет очень большое значение для понимания многих особенностей разрывов и прочности материалов. В частности, оно позволяет указать еще одну возможную причину влияния масштабного фактора на прочность. Ясно, что чем крупнее однородное тело, тем длительнее должно развиваться разрушение внутри него, прежде чем оно приведет к макроскопическому разрушению тела.

Понимая разрушение как процесс и считая скорость этого процесса зависящей от интенсивности напряжений, нужно внести добавления в основную схему реакции твердого тела на приложенные к нему силы. Выше, при обсуждении деформаций, основной схемой считалась совокупность кривых кинетики деформации, которые не ограничивались в своей протяженности во времени. Теперь ясно, что деформация горных пород не может продолжаться бесконечно во времени — она ограничена длительной прочностью, которая определяется величиной δ из (7), (8) и (9). Следовательно, все или почти все кривые кинетики деформации должны быть ограниченной длины, причем их протяженность уменьшается с увеличением интенсивности разрушающих напряжений (см. рис. 3, в, з).

Выше говорилось, что горные породы, возможно, обладают пределом ползучести. Поскольку при напряжениях, не превышающих данного предела, даже медленная пластическая деформация считается отсутствующей, логично предполагать, что разрывы тем более не должны возникать. Таким образом, если существуют кривые кинетики деформации (соответствующие самым малым напряжениям), которые имеют вид горизонтальных линий, то они, вероятно, не ограничены во времени. Критические напряжения, ниже которых кривые кинетики деформации не ограничены во времени, были названы Д. Григгсом фундаментальной (основной) прочностью. Величины фундаментальной прочности горных пород неизвестны.

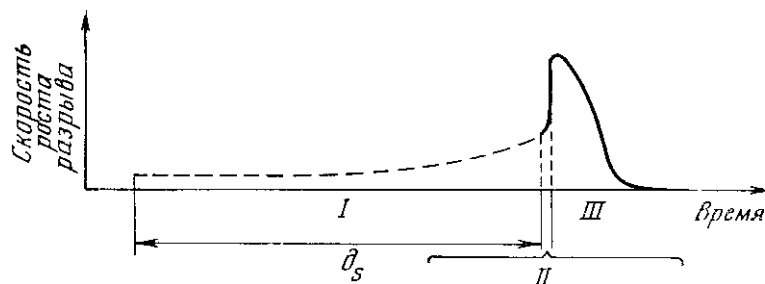


Рис. 7. Изменения во времени скорости роста и сейсмичности крупного тектонического разрыва, рассекающего обособленный максимум напряжений

Три стадии формирования разрыва: *I* – подготовка крупного разрыва, развитие мелких обособленных разрывов, предварительные толчки; *II* – возникновение крупного разрыва, главное землетрясение; *III* – разрастание крупного разрыва, афтершоки; ∂_s – длительность подготовки крупного разрыва

В процессе возникновения тектонического разрыва определенной величины, рассекающего повышенно напряженный участок земной коры, можно выделить три основные стадии (рис. 7, см. также гл. 35).

Первая стадия заключается в длительной подготовке будущего разрыва — возникновении на его месте многочисленных самостоятельных мелких разрывов, которые, постепенно разрастаясь, объединяются в относительно более крупные нарушения. Появление каждого мелкого разрыва сопровождается слабым землетрясением. Имеющиеся предварительные данные позволяют считать, что возникновение внутри земной коры разрывов сколового типа протяженностью около 50 м может вызвать на поверхности земли землетрясения силой до 1—2 баллов. По данным И. Л. Нерсесова, в тектонически наиболее активных районах ежегодно под участком поверхности земли в 100 км² может появиться несколько таких разрывов (менее 10). Интерпретация сейсмических данных приводит к выводу, что количество возникающих разрывов с определенной протяженностью часто бывает в 2,5 раза меньше количества разрывов с вдвое меньшей протяженностью.

Вторая стадия наступает после появления такого количества мелких разрывов, при котором во многих не разрушенных еще участках напряжения сильно возрастут и окажутся равными прочности материала. Тогда начинается быстрое разрушение перемычек между ранее образовавшимися мелкими разрывами. Этот процесс развивается лавинообразно, так как разрушение каждой перемычки приводит к повышению напряжений в остальных, еще не разрушенных перемычках. Поэтому вторая стадия кратковременна, хотя она и является основной. К ее концу появляется крупный сложно построенный разрыв, пересекающий весь тот участок, в котором первоначально действовали наиболее высокие напряжения. Возникновение крупного разрыва сопровождается наиболее сильным землетрясением. Известно, что самые сильные земле-

трясения (9 баллов и более) возникают при образовании разрывов протяженностью от нескольких десятков километров до 500 км. В тектонически наиболее активных районах на площади от одного до десятка тысяч квадратных километров такие землетрясения в среднем происходят один раз в несколько десятилетий или столетий. Чем крупнее разрыв, тем продолжительнее должна быть стадия подготовки, предшествующая его появлению. Эта зависимость продолжительности стадии подготовки от размеров разрыва может являться второй причиной отмечавшегося выше влияния масштабного фактора на прочность.

Третья стадия отличается постепенно замедляющимся прерывистым разрастанием крупного разрыва, который распространяется в краевые части первоначально повышенно напряженного участка, туда, где напряжения в начале процесса были не самыми высокими. С данной стадией связаны так называемые последующие сейсмические толчки (афтершоки), сила и количество которых быстро уменьшаются с течением времени. При образовании самых крупных разрывов эта стадия не продолжается дольше 2—3 лет. Часто ее длительность ограничивается несколькими месяцами.

Перечисленные стадии выделяются в развитии отдельного импульса роста определенного тектонического разрыва. Этот разрыв появляется в результате первого импульса, а затем большое число раз происходит скачкообразное увеличение амплитуды и дальнейшее усложнение структуры его шва. При каждом таком скачке амплитуда наиболее крупных тектонических разрывов сколового типа условно-мгновенно увеличивается не более чем на 10—15 м. Поэтому разрывы с амплитудой смещения крыльев в несколько сотен и даже тысяч метров являются результатом весьма длительного процесса, состоявшего из многочисленных импульсов.

Представление о возникновении тектонического разрыва как о длительном процессе, распадающемся на ряд стадий, хорошо согласуется с идеями о кинетике разрушения в металлах [558]. Я. Б. Фридманом, Т. К. Зиловой, Б. А. Дроздовским [674] рассмотрены факторы, которые могут замедлять или ускорять рост трещин и их объединение в относительно более крупный «магистральный» разрыв. Была разработана математическая теория равновесных трещин отрыва [23—26]. Эта теория позволяет вычислить величину равновесной, т. е. незакрывающейся и неразрастающейся трещины, если известны величина растягивающих сил, действующих на ограниченную область в обширном идеально упругом теле, и физические свойства этого тела (модуль Юнга, коэффициент Пуассона, плотность поверхностной энергии).

Пятое положение. Механизмы разрушения горных пород при возникновении крупных сложно построенных разрывов на разных стадиях их роста могут быть различными [181]. Разрывы не только зависят в своем развитии от свойств, формы и размеров разрушаемых тел, но, развиваясь, изменяют форму и свойства этих тел. Разрыв разрастается в изменяющихся условиях, поэтому процессы разрушения на отдельных стадиях формирования разрыва могут различаться не только в количественном (например, по скорости роста), но и в качественном отношении.

Мелкие отрывы и сколы на первой стадии подготовки могут по-разному располагаться относительно формирующегося крупного разрыва вследствие того, что они нередко приспособляются к существующим в породах поверхностям с ослабленной прочностью — древним трещинам, кливажу, слоистости и сланцеватости.

Относительно крупные разрывы, являющиеся во время второй (основной) стадии сколами, могут на предыдущей стадии своей подготовки предваряться: а) мелкими сколами с таким же направлением смещения и ориентировкой поверхностей разрушения в пространстве,

как и у крупного разрыва; б) мелкими сколами, поверхности которых и направления смещения ориентированы наискось по отношению к крупному разрыву; обычно в таких случаях мелкие сколы располагаются кулисообразно; в) мелкими отрывами, ориентированными наискось к будущему относительно крупному разрыву и расположенными кулисообразно.

Разрывы, являющиеся отрывами во время основной стадии, могут подготавливаться: а) мелкими параллельными им отрывами; б) мелкими сколами, расположенными наискось к будущему крупному отрыву (см. также гл. 14).

Перечисленные сочетания между типами разрушения на первой и второй стадиях определяются соотношениями между основными особенностями исходного тектонического поля напряжений (знаки и относительная величина главных нормальных напряжений, форма и направление вытянутости повышенно напряженного участка земной коры) и прочностными свойствами разрушаемого материала (величины прочности на отрыв и скалывание, расположение в пространстве ослабленных поверхностей).

На третьей стадии образуются мелкие «производные» разрывы, причиной появления которых служит смещение крыльев основного разрыва. Эти новые нарушения особенно интенсивно развиваются в крыльях крупных сколов и, как известно, бывают представлены и трещинами скалывания, и трещинами отрыва. В общей форме такое разнообразие сочетаний типов разрушения материалов между второй и третьей стадиями объясняется так же, как и соотношения между типами разрушения на первой и второй стадиях.

Перечисленные механизмы возникновения относительно крупных разрывов, соответствующие первому импульсу и состоящие из трех стадий, могут полностью проявляться при постоянстве направления и величины сил, деформирующих разрушающиеся участки земной коры. Однако известно, что тектонические движения коры, с которыми связаны эти силы, имеют сложный изменчивый характер. С течением времени направление и величина сил могут многократно изменяться. Поэтому в процессе длительного дальнейшего формирования разрыва при последующих импульсах могут проявляться различные механизмы. В результате весь механизм образования наблюдающихся тектонических разрывов чрезвычайно сложен. Известен ряд конкретных примеров, подтверждающих это общее положение [83, 159, 629, 630, 684, 706].

Шестое положение. Появление тектонического разрыва изменяет первичное напряженное состояние горных пород вокруг него. Это происходит при каждом новом импульсе роста разрыва и проявляется различным образом. Первая форма изменений поля напряжений заключается в ослаблении напряжений в одних участках и в их усилении в других. Соотношения между величинами главных нормальных напряжений также изменяются. Обычно новые максимумы величины касательных напряжений появляются в промежутках между первоначально возникшими разрывами и возле окончаний разрывов. Вторая форма влияния разрыва на напряженное состояние заключается в изменении ориентировки осей напряжений, которое может появиться вблизи от разрыва ⁵.

Учет обеих форм влияния разрывов на напряженное состояние земной коры необходим для решения ряда сложных геологических вопросов, например при выяснении причины разной формы ветвления рудных жил или при определении сейсмической опасности различных районов.

⁵ Результаты изучения на моделях влияния разрывов на поля напряжений τ_{\max} вокруг них описаны в главах 31, 33, 35 и в [199, 213, 215, 516, 519, 523, 694]. В [516, 523] рассмотрено также влияние разрывов на ориентировку осей напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ — *Прим. ред.*

Изложенное комплексное представление о прочности горных пород, так же как и все существующие широко используемые гипотезы прочности, не содержит учета неоднородности и анизотропии материала земной коры ⁶. Поэтому в дальнейшем необходимо дополнить данные представления учетом неоднородности и анизотропии земной коры методами развивающейся в настоящее время статистической теории прочности [148]. Однако такой учет не во всех случаях необходим.

Многие стратиграфические комплексы даже в верхней, наиболее расслоенной части земной коры при изучении крупных разрывов литологически могут считаться однородными. Тонкие прослои, мощность которых более чем в 10—100 раз меньше мощностей всей толщи, не мешают рассмотрению толщи в целом как однородного материала. Прочность ее в этом случае должна рассматриваться как статистически осредненная прочность всех слоев, слагающих толщу. С переходом от осадочного покрова к складчатому и кристаллическому основаниям, к магматическим интрузивным массивам, а затем к глубоким частям земной коры (гранитному и базальтовому слоям) материал в пределах значительных участков оказывается все более однородным.

Чаще могут возникать затруднения, связанные с анизотропией как горных пород, так и крупных слоистых литологических комплексов. Она может быть свойственна либо недеформированным слоистым комплексам, а затем уменьшаться по мере их смятия в складки, либо, наоборот, увеличиваться в процессе пластического деформирования вследствие метаморфизма горных пород и развития кливажа. Весьма широкое развитие разрывов, которые не совпадают с имеющимися в породах ослабленными поверхностями, убеждает в том, что во многих случаях направление разрывов определяется не анизотропным сложением материала, а теми напряжениями, которые в нем действуют. Вероятно, анизотропия оказывает влияние на расположение разрывов только в тех случаях, когда диктуемое напряжениями направление разрывов, свойственное изотропному материалу, оказывается близким к направлению ослабленных поверхностей. При таких условиях разрывы, несколько изменяя свое положение, возникают вдоль площадок, на которых напряжения (не являющиеся максимальными) в первую очередь достигают равенства прочности материала (несколько ослабленной). Таким образом, анизотропия горных пород в большинстве случаев не определяет положение разрывов, а только вносит в него некоторое дополнительное осложнение.

Особенностью многих гипотез прочности, связывающих разрывы только с действием напряжений, является то, что влияние пластических деформаций на процесс разрушения не принимается во внимание. В этом отношении гипотеза Г. Беккера обладает кажущимся преимуществом,

⁶ За время, прошедшее с тех пор, как автором был написан излагаемый в гл. 7 материал (1963 г.), учение о прочности, точнее механика разрушения, интенсивно развивалось. На основе новых экспериментальных данных сложилось представление о разрушении, как о непрерывном процессе, механизм которого сводится к образованию и развитию микронарушений сплошности — трещин. Для тел кристаллического строения время протекания этого процесса и его характер (образование внутризеренных или межзеренных трещин) зависят от ряда факторов. При заданных внешних силах к ним относятся химический состав, структура материала, температура, давление и т. п. (см. [563]). В области теоретических исследований создавалась теория трещин, начало которой было положено А. Гриффитсом [931]. Согласно этой теории представление о разрушении четко связывается с критерием устойчивости равновесного состояния (см. [912, 917, 921, 923]). Сказанное нами не означает, что макроскопические критерии прочности, подобные теории Мора, потеряли практическое значение, тем более что механика разрушения не может рассматриваться как сложившаяся наука. Однако уже сейчас во многих задачах техники и геофизики, где речь идет о прогнозировании возможных разрушений, естественно использовать данные и методологический подход механики разрушения. Именно в этом направлении сейчас развиваются, например, исследования, связанные с прогнозом землетрясений.— *Прим. ред.*

поскольку она, хотя и неправильно, но все же связывает разрушение с пластической деформацией. Данный недостаток в наших представлениях отсутствует. Учитывая длительность действия напряжения, мы тем самым принимаем в расчет величину пластической деформации.

ВЫВОДЫ

Главной областью приложения физической теории тектонических разрывов является обширный круг вопросов, связанных с распределением разрывов в пространстве и во времени.

Ориентировка разрывов в пространстве в однородном изотропном материале в каждой точке находится в строгом соответствии с ориентировкой осей напряжений и варьирует в пределах изменений угла скальвания α . В анизотропном или неоднородном материале происходит некоторое отклонение поверхностей разрушения от положения, свойственного однородному изотропному материалу, и приспособление их к поверхностям с пониженной прочностью. Однако в первом приближении соответствие между ориентировкой поверхностей разрушения и осей напряжения сохраняется и в этих случаях. Это подтверждается чрезвычайно широким распространением тектонических разрывов, пересекающих направление слоистости. Выяснив особенности распределения напряжений в том или ином участке земной коры, можно в общих чертах представить себе распределение рассекающих его разрывов.

Последовательность возникновения разрывов во времени можно выяснить по полю напряжений, благодаря тому, что разрушение происходит под действием различных по величине напряжений, но наступает тем раньше, чем больше напряжения. Прежде всего разрывы должны образовываться в областях максимумов соответствующих напряжений; затем процесс разрушения должен последовательно распространяться в области действия все более низких напряжений.

При заключениях о расположении разрывов в пространстве и последовательности их развития во времени необходимо принимать во внимание изменения поля напряжений во времени, связанные как с неравномерностью развития тектонических движений и преобразованием структуры коры, так и с преобразованием поля напряжений вследствие появления и разрастания самих разрывов.

Таковы общие принципы, из которых вытекает необходимость разработки методов измерения прочности отдельных участков земной коры и методов выяснения тектонических полей напряжений, действующих в земной коре.

Б. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

ГЛАВА 8

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Метод эксперимента играет весьма важную роль в развитии многих наук. Однако использовать его в тектонофизике на первый взгляд кажется невозможным — объекты исследования слишком велики и жизнь наша намного короче продолжительности тектонических процессов. Несмотря на это, метод эксперимента все же доступен и в тектонофизике, если проводить эксперименты не непосредственно с земной корой, а с моделями отдельных ее участков. Размеры исследуемого объекта и продолжительность процесса можно при этом очень сильно сократить. Такое моделирование тектонических процессов должно использоваться не как иллюстрация уже известных представлений, выработанных в результате одних только полевых геологических наблюдений, а как особый метод исследования. Этот метод позволяет проверять физическую возможность развития тех процессов, которые предполагаются в итоге геологических полевых работ. Он необходим для выработки и уточнения общих физических представлений, используемых при интерпретации геологических фактов, а также дает возможность открытия пока еще неизвестных физических условий образования складок и разрывов определенных типов. Поэтому необходимость моделирования тектонических явлений вполне очевидна. Метод моделирования широко используется в технике и приобретает все большее значение в геофизике, в частности в сейсмологии и магнитометрии.

Признавая желательность моделирования, некоторые геологи до сих пор сомневаются, является ли моделирование тектонических процессов в принципе возможным, не слишком ли сложны геологические процессы и просты лабораторные эксперименты? Приводимое ниже подробное рассмотрение этого вопроса показывает, что моделирование возможно, если заранее вводятся четкие ограничения исследуемых явлений. Эти ограничения определяют весь эксперимент и пределы природных явлений, на которые могут распространяться выводы, полученные на моделях.

Целесообразность испытаний моделей подтверждается не только теоретическим, но и практическим путем. В ряде случаев важные общие представления возникали в результате испытаний моделей, а затем, спустя много лет, подтверждались полевыми исследованиями. Это объясняется тем, что в лаборатории условия развития каждой исследуемой структурной формы, например складки, не только полностью известны, но и поддаются регулированию. По отношению к моделям возможно широкое использование статистической обработки материала. В лаборатории весь процесс с начала и до конца проходит на глазах исследователя. Наблюдения здесь могут производиться над любой точкой объекта. Поэтому попытки моделировать тектонические явления предпринимались на протяжении всей истории геологии.

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время испытания моделей и при последующем использовании результатов экспериментов необходимо придерживаться определенных общих принципов.

1. Принцип подобия моделей природным объектам. Результаты испытания моделей можно использовать при рассмотрении природных объектов только в том случае, если они подобны. Анализ подобия необходим при каждом испытании моделей.

2. Принцип избирательности моделей (селективности) относительно процессов, происходящих в природных объектах. Модели, подобные объектам в отношении изучаемых процессов, не должны и могут не быть подобными в отношении многих других второстепенных и не существенных для нас явлений.

3. Принцип раздельного изучения на моделях (сепарации) тех существенных факторов, которые в природных объектах действуют совместно. Для четкого определения роли каждого фактора в исследуемом процессе модели нужно испытывать сериями, в каждой из которых следует последовательно изменять только один фактор, сохраняя действия остальных постоянными. После раздельного изучения нужно испытывать сложные модели, подверженные воздействию совокупности ранее исследованных факторов.

4. Принцип последовательных приближений (аппроксимации) к полному подобию моделей и природных объектов. В силу большой сложности природных процессов и относительности наших знаний о них, модели всегда являются лишь приближенно подобными. За счет углубления представлений об условиях подобия, улучшения знаний о природных объектах и физических свойствах горных пород, разработки лучших материалов для изготовления моделей и совершенствования техники моделирования степень подобия моделей в ходе исследования должна непрерывно повышаться. Учитывая это обстоятельство, испытание моделей можно начинать, если условия их подобия еще слабо разработаны. Вместе с тем принцип последовательных приближений обязывает к определенной осторожности при распространении выводов о моделях на природные объекты.

5. Принцип статистической обоснованности заключений о результатах испытания моделей. Выводы, получаемые путем испытания моделей, являются чисто эмпирическими, поэтому их достоверность и точность должны оцениваться и проверяться статистически.

Перечисленные общие принципы имеют большое значение для успешного моделирования и использования его результатов. Эти принципы используются совместно, они вытекают один из другого и дополняют друг друга.

ГЛАВА 9

УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ

Тектонические явления, изучаемые на моделях, ограничим процессами образования складок, разрывов, будинажа и других макроскопических проявлений деформаций и механического разрушения земной коры. Микроскопические проявления данных процессов, изучаемые методами петротектоники, на этих моделях исследовать не будем. Таким образом, мы начинаем рассмотрение условий подобия с применения принципа избирательности моделей и требуем их подобия природным объектам лишь в отношении макроскопических проявлений деформаций и разрывов.

Физические явления и объекты считаются подобными, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны. Полям физической

величины называется совокупность ее значений во всех точках изучаемого пространства. Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине той же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент — множитель подобия.

Процессы деформирования земной коры и образования в ней разрывов, вызывающие их силы и физико-механические свойства горных пород характеризуются большим числом физических величин. При моделировании для каждой из них должен быть выбран множитель подобия. При постановке каждого эксперимента необходимо устанавливать обязательный перечень множителей подобия, что является сложной задачей. Кроме того, многие физические величины имеют взаимно связанные размерности. Поэтому, выбрав определенные множители подобия, например, для расстояний и времени, мы тем самым уже предопределяем величины множителей подобия скорости и ускорений. При их изменении подобие нарушится. Таким образом, следующей задачей является определение тех соотношений между множителями подобия различных физических величин, которые обязательны для соблюдения подобия всего процесса в целом. Уравнения, указывающие, при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны, называются условиями подобия.

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ

Условия подобия могут быть установлены двумя методами. Первый — более старый и менее надежный, но зато простой — основан на анализе размерностей физических величин. Перечень физических величин, для которых должны быть введены множители подобия, составляется исследователем в соответствии с его представлением о том, какие факторы существенно влияют на моделируемое явление. Никаких определенных ограничений на этот перечень не накладывается. Поэтому некоторые существенные множители подобия могут оказаться забытыми или же, наоборот, появляются лишние условия, усложняющие эксперимент. Данный метод был использован для определения условий подобия при моделировании тектонических явлений Г. Кенигсбергером и О. Моратом [826], М. Хуббертом [815], Е. Н. Люстихом [420] и Б. А. Шнеерсоном [708].

Второй метод выявления условий подобия, разработанный советскими физиками В. А. Кирпичевым, а затем М. В. Кирпичевым [330], Л. С. Эйгенсоном и А. А. Гухманом [721] сложнее первого, но зато более надежен. Он был использован автором для вывода условий подобия при моделировании тектонических процессов [178].

Его последовательное применение в ряде случаев упрощает моделирование. Ясно, что результаты, полученные вторым методом, никогда не противоречат результатам, полученным первым методом. Сущность второго метода заключается в том, что условия подобия выводятся из дифференциальных или интегральных уравнений, описывающих изучаемый процесс. Благодаря этому перечень физических величин, существенных для моделируемого процесса, оказывается вполне определенным. Математически доказано, что в случае подобия полей физических величин, характеризующих изучаемый процесс, уравнения могут быть приведены к тождественному безразмерному виду, если в качестве эталонных размерных масштабных единиц выбраны сходственные геометрические и физические величины. На основании последней закономерности в теории моделирования доказывается, что, идя обратным путем, можно находить те соотношения между эталонными масштабными единицами (являющимися сходственными величинами), при которых уравнения

приводятся к тождественному безразмерному виду. Эти соотношения между эталонными сходственными величинами и являются условиями подобия [330, 721]. Так, из выбранных уравнений, описывающих исследуемый процесс, неизбежно вытекают только одни вполне определенные условия подобия. Следовательно, основной задачей при определении условий подобия должен быть выбор исходных уравнений.

Всякое макроскопическое проявление деформаций любого участка земной коры или его модели может рассматриваться как суммарный результат деформаций, возникающих под действием напряжений, и относительных перемещений многочисленных элементарных весьма малых объемов. Если напряжения, перемещения в пространстве, деформации и разрывы каждого элементарного объема модели будут подобны напряжениям, перемещениям, деформациям и разрывам сходственного элемента земной коры, модель в целом будет подобна изучаемому участку.

Перейдем к выбору уравнений, описывающих соотношения между напряжениями, перемещениями, деформациями и разрывами. Относительное перемещение каждого элементарного объема на весьма малом отрезке пути в течение весьма короткого времени может быть сведено к поступательному движению и вращению. Относительное перемещение элементарных объемов является результатом испытываемых ускорений, возникающих вследствие действия сил, приложенных к каждому элементарному весьма малому объему. Эти силы, т. е. напряжения, а также вызываемые ими ускорения, всегда удовлетворяют следующей известной системе дифференциальных уравнений, называемой уравнениями равновесия и движения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} &= \rho j_x, \\ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= \rho j_y, \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \rho g &= \rho j_z, \end{aligned} \quad (1)$$

где x, y, z — декартовы координаты (ось z вертикальна); $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ — нормальные напряжения на площадках, перпендикулярных осям координат; $\tau_{xy}, \tau_{zx}, \tau_{yz}$ — касательные напряжения на площадках, перпендикулярных второй из указанных осей координат, действующие параллельно первой из указанных осей; ρ — плотность материала; g — ускорение силы тяжести; j_x, j_y, j_z — проекции ускорений; $\rho j_x, \rho j_y, \rho j_z$ характеризуют инерционные силы (в случае статического равновесия они равны нулю).

Под действием напряжений каждый элементарный объем, кроме перемещений в пространстве, испытывает также деформации и подвергается разрушению разрывами. При макроскопическом рассмотрении деформаций различают только два основных вида — обратимые (упругие) и остаточные (пластические) деформации. Кроме того, можно выделить две части обратимой деформации — условно-мгновенную и упругое последствие. Все эти деформации, а также характеристики свойств пород, влияющих на их развитие, уже рассматривались выше и были связаны в ряде уравнений.

Эмпирически установленные соотношения между напряжениями, физико-механическими свойствами горных пород и развивающимися во времени деформациями наиболее полно описываются уравнением (13) из главы 4:

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

где G_I — модуль условно-мгновенного сдвига; G_{II} — модуль равновесной (максимальной) деформации сдвига упругого последствия; θ_{II} — период релаксации, связанной с упругим последствием; η_{III} — коэффициент эффективной вязкости; γ_i — интенсивность деформации сдвига; τ_i — интенсивность касательных напряжений; t — время действия напряжений; e — основание натуральных логарифмов.

Данное уравнение описывает отдельную схему кинетики деформации, развивающейся при одной определенной величине напряжений. Для полной характеристики соотношений между деформациями и напряжениями необходима совокупность ряда схем кинетики деформации, соответствующих различной интенсивности напряжений τ_i .

Располагая такими исчерпывающими фактическими данными, можно проверить, в какой мере перечисленные выше характеристики физико-механических свойств, входящие в уравнение (2), изменяются в зависимости от величины касательных напряжений. Как уже говорилось, величины модулей упругости в первом приближении можно считать постоянными во всем диапазоне действующих напряжений (с точностью до 10—20%). Намного более заметны изменения времени релаксации θ_{II} и коэффициента вязкости η_{III} , для которых предполагается экспоненциальная зависимость от интенсивности касательных напряжений τ_i , всестороннего давления σ_m и температуры T . Эти изменения у горных пород установлены только качественно, но количественно еще не изучены. Поэтому предполагается, что для горных пород справедлива одна из уже известных форм этой зависимости, установленных для разнообразных поликристаллических, аморфных и жидких материалов:

$$\begin{aligned} \eta_{III} &= m\tau_i^{-n}; \\ \eta_{III} &= \eta_0 e^{\frac{u-b\tau_i}{kT}}; \\ \eta_{III} &= \eta_{III\min} + (\eta_{III\max} - \eta_{III\min}) \frac{\tau_i / P_{\eta}}{\text{sh}(\tau_i / P_{\eta})}; \\ \eta_{III} &= \eta_0 e^{\frac{u-a\sigma_m}{kT}}; \\ \lg \eta_{III} &= \lg(\eta_{III})_0 - N\tau_i \end{aligned} \quad (3)$$

где m , n , η_0 , $\eta_{III\max}$, $\eta_{III\min}$, P_{η} , u , a , b , N — постоянные величины; k — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град; T — абсолютная температура; e — основание натуральных логарифмов. Изменения θ_{II} еще слабо.

Процесс разрушения и описывающие его уравнения также были подробно рассмотрены выше. Наиболее полное описание разрушения дается системой уравнений, учитывающей ряд главных закономерностей. Прочность горных пород на отрыв, зависящую от величины и длительности действия напряжений, будем считать характеризующейся уравнением С. Н. Журкова и Б. П. Нарзуллаева, которое согласно (8) и (9) из гл. 7 может быть разрешено либо для напряжений, либо для длительностей действия напряжений:

$$\partial_{\sigma} = \frac{\delta_{\sigma}}{2,7^{\sigma/\zeta_{\sigma}}} \quad \text{или} \quad P_{\partial\sigma} = P_{1\sigma} - \zeta_{\sigma} \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (4)$$

Аналогичное уравнение принимается и для описания прочности на скалывание:

$$\partial_{\tau} = \frac{\delta_{\tau}}{2,7^{\tau/\zeta_{\tau}}} \quad (5)$$

или

$$P_{\partial\tau} = P_{1\tau} - \zeta_{\tau} \ln \frac{\partial}{\partial_1}, \quad (6)$$

Кроме того, будем иметь в виду и отражаемую гипотезой О. Мора зависимость прочности на скалывание от величины нормального напряжения на поверхности разрушения (см. уравнение (12) в гл. 7):

$$P_{1\tau} = (P_{1\tau})_0 - q\sigma. \quad (7)$$

Уравнения (4) — (6), ограничивая величины τ_i и $+\sigma_i$, тем самым ограничивают и максимальную возможную величину упругой деформации, которая по закону Гука определяется модулем упругости и напряжениями. Условно-мгновенная упругая деформация $\gamma_{i(el)}$, равновесная деформация полного упругого последствия $\gamma_{i(el)}$ и, наконец, общая величина упругой деформации не могут быть больше тех их критических значений, которые соответствуют условно-мгновенной прочности $P_{1\tau}$ при $\delta_1 = 1$ сек.

Таким образом, имеющаяся система уравнений в совокупности описывает все известные закономерности, связывающие напряжения, время, деформации, разрывы и физико-механические свойства горных пород. Перечисленные уравнения отражают общие физические закономерности, установленные для весьма разнообразных материалов, которые вместе с тем распространяются и на горные породы. Это позволяет, несмотря на слабую изученность физико-механических свойств горных пород, считать данные уравнения достаточно достоверными.

Совокупность уравнений хорошо передает не только общие закономерности, но и специфику механических свойств различных материалов, проявляющуюся в зависимости $\eta_{\text{ш}}$ от τ_i и σ_m ; в зависимости прочностей $P_{\delta\tau}$ и $P_{\delta\sigma}$ от длительности δ действия напряжений; в ограниченности максимальной возможной величины упругой деформации, которая определяется соотношением величин модулей упругости и условно-мгновенных прочностей, и т. д.

Совокупность обсуждаемых уравнений и графическое изображение закономерностей деформирования и разрушения горных пород, приведенные на рис. 1—3, отражают соотношения при экспериментах, длительность которых не превышала нескольких месяцев для горных пород и десятка лет для металлов. Для перехода от этих лабораторных данных к представлениям о весьма длительных процессах необходимо иметь в виду следующее:

1. Представления о закономерностях весьма длительных деформаций могут быть составлены лишь путем экстраполяции данных о кратковременных лабораторных испытаниях, при учете общих физических закономерностей. Эксперименты длительностью в тысячелетия для нашего поколения не представляют интереса.

2. Полученные в лаборатории кривые кинетики деформации типа рис. 1, 2, 3 полностью отражают все стадии развития процесса с начала и до конца — от условно-мгновенной деформации до разрушения породы.

3. Увеличение общей длительности процесса возможно лишь за счет снижения интенсивности касательных напряжений.

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

5. Жидкости имеют кривые кинетики деформации, подобные кривым горных пород. В жидкостях развиваются упругие и пластические деформации и даже разрывы [341]. Но продолжительность первых двух стадий деформации (до установления постоянной скорости пластической деформации) в жидкостях от 10^3 до 10^6 раз меньше, чем у горных

пород. Поэтому, исчисляя время в относительных единицах, равных продолжительности первых двух стадий, можно считать кривые кинетики деформации жидкостей на протяжении месяцев и годов подобными кривым для горных пород, если бы их испытывали в течение тысячелетий и миллионов лет.

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

Все приведенные соображения позволяют допускать (в первом приближении) экстраполяцию уравнений (2)—(6) и рис. 2 на процессы длительного деформирования и разрушения горных пород, происходившие в природных условиях на протяжении тысяч и даже миллионов лет. Данное представление является той физической гипотезой, без которой невозможно последующее чисто математическое выяснение условий подобия. Принятое конкретное содержание гипотезы нужно считать первым приближением, соответствующим имеющимся данным. Эта гипотеза в виде основного уравнения (2) в несколько упрощенном виде, совпадающем с (12) из гл. 7, уже использовалась при рассмотрении длительных геологических процессов рядом видных геофизиков — Б. Гутенбергом [792], В. А. Магницким [427], К. Булленом [750], Е. Ф. Саваренским и Д. П. Кирносом [605] и др.

Таким образом, в основу вывода условий подобия можно положить приведенные выше уравнения (1)—(4), (6) и (7). Не вводя больше никаких предположений, из этих уравнений чисто математическим путем получим сведения о том, какими должны быть модели, в которых соблюдено подобие всех физико-механических свойств, влияющих на развитие деформаций и разрывов и учитываемых в выбранных уравнениях. Для того чтобы установить условия приведения всех перечисленных уравнений к безразмерному виду и таким путем выяснить условия подобия, прежде всего следует произвести так называемые масштабные преобразования, т. е. заменить каждую размерную величину произведением безразмерной величины на некоторый размерный эталон, отмеченный индексом «э». Пусть

$$\begin{aligned}
 x &= Xl_э; & y &= Yl_э; & z &= Zl_э; \\
 \sigma_x &= \sum_x G_э; & \sigma_y &= \sum_y G_э; & \sigma_z &= \sum_z G_э; & \sigma_m &= \sum_m G_э; & \sigma &= \sum G_э; \\
 \tau_i &= \Pi_i G_э; & \tau_{xy} &= \Pi_{xy} G_э; & \tau_{zx} &= \Pi_{zx} G_э; & \tau_{yz} &= \Pi_{yz} G_э; \\
 G &= 1G_э; & G_I &= J_I G_э; & G_{II} &= J_{II} G_э; \\
 P_{\eta} &= P_{\eta} G_э; & P_{\partial\tau} &= P_{\partial\tau} G_э; & P_{\partial\sigma} &= P_{\partial\sigma} G_э; & P_{1\tau} &= P_{1\tau} G_э; & P_{1\sigma} &= P_{1\sigma} G_э; \\
 \zeta_{\tau} &= D_{\tau} G_э; & \zeta_{\sigma} &= D_{\sigma} G_э; \\
 \eta_{III} &= 1\eta_э; & \eta_{II} &= N_{II} \eta_э; & \eta_{\min} &= N_{\min} \eta_э; & \eta_{\max} &= N_{\max} \eta_э; & \eta_0 &= N_0 \eta_э; \\
 \partial &= D t_э; & \partial_1 &= 1 t_э; & \partial_{\tau} &= D_{\tau} t_э; & \partial_{\sigma} &= D_{\sigma} t_э; \\
 t &= T t_э; & \delta_{\tau} &= \Delta_{\tau} t_э; & \delta_{\sigma} &= \Delta_{\sigma} t_э; & \rho &= 1\rho_э; \\
 g &= 1g_э; & j_x &= I_x g_э; & j_y &= I_y g_э; & j_z &= I_z g_э.
 \end{aligned} \tag{8}$$

Все безразмерные величины, такие как γ_i коэффициент Пуассона μ , коэффициент трения f , коэффициент q из (7), при рассмотрении условий подобия и выводе безразмерных уравнений не подвергаются масштабным преобразованиям. Их величина должна быть одной и той же и у модели, и у природного объекта, поэтому они не фигурируют в (8).

Если произвести подстановку соответствующих значений из (8) в (1), получается

$$\frac{G_э}{l_э} \left(\frac{\partial \sum_x}{\partial X} + \frac{\partial \Pi_{xy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi_{xz}}{\partial Z} \right) = \rho_э g_э I_x;$$

$$\begin{aligned} \frac{G_3}{l_3} \left(\frac{\partial \Pi'_{yx}}{\partial X} + \frac{\partial \Sigma_y}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{yz}}{\partial Z} \right) &= \rho_3 g_3 I_y; \\ \frac{G_3}{l_3} \left(\frac{\partial \Pi'_{zx}}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{zy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Sigma_z}{\partial Z} \right) + \rho_3 g_3 &= \rho_3 g_3 I_z. \end{aligned} \quad (9)$$

Чтобы систему уравнений (9) привести к безразмерному виду, необходимо сократить размерные множители, а это будет возможно, если

$$\frac{G_3}{l_3} = \rho_3 g_3 \quad \text{или} \quad G_3 = \rho_3 g_3 l_3. \quad (10)$$

Формула (10) — это так называемое уравнение связи между эталонными размерными величинами, которое необходимо удовлетворить для того, чтобы привести рассматриваемое уравнение к безразмерному виду. Если равенство (10) удовлетворить, то (9) превратятся в следующие безразмерные уравнения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Sigma_x}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{xy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{xz}}{\partial Z} &= I_x; \\ \frac{\partial \Pi'_{yx}}{\partial X} + \frac{\partial \Sigma_y}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{yz}}{\partial Z} &= I_y; \\ \frac{\partial \Pi'_{zx}}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{zy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Sigma_z}{\partial Z} + 1 &= I_z. \end{aligned} \quad (11)$$

Главное уравнение (2), разделяющее условно-мгновенную деформацию, упругое последствие и пластическую деформацию, в результате подстановки из (8) преобразуется в

$$\gamma_i = \frac{G_3 \Pi'_i}{G_3 \mathcal{J}_I} + \frac{G_3}{G_3} \frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t_3 G_3 \mathcal{J}_{II} T}{\eta_3 N_{II}}} \right) + \frac{G_3 t_3 \Pi'_i}{\eta_3} T. \quad (12)$$

В случае удовлетворения уравнения связи

$$\frac{1}{t_3} = \frac{G_3}{\eta_3} \quad \text{или} \quad \eta_3 = G_3 t_3 \quad (13)$$

оно приобретает безразмерный вид

$$\gamma_i = \frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_I} + \frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_{II}} \left(1 - e^{-\frac{\mathcal{J}_{II} T}{N_{II}}} \right) + \Pi'_i T. \quad (14)$$

Зависимость (3) эффективной вязкости от σ_m и температуры T также можно привести к безразмерному виду. Для этого следует учесть, что коэффициент a имеет размерность расстояния, возведенного в куб; размерность постоянной Больцмана — энергия, деленная на температуру. Поэтому, избрав эталонную температуру T и уже имея эталонные расстояния l_3 и напряжения G_3 , можно произвести следующие масштабные преобразования:

$$\begin{aligned} a &= l_3^3 A; & T &= T_3 T^*; \\ u &= u_3 U; & k &= \frac{u_3}{T_3} K, \end{aligned} \quad (15)$$

где K и T^* являются безразмерными величинами.

Если зависимость эффективной вязкости от σ_m и T отражена предпоследним из уравнений (3), то для приведения его к безразмерному

виду достаточно ввести следующее уравнение связи:

$$u_s = G_s l_s^3. \quad (16)$$

Уравнения (4) — (6) и (7) приводятся к безразмерному виду без каких бы то ни было уравнений связи в результате одних лишь масштабных преобразований (8).

Итак, указанные выше уравнения (1)—(7), описывающие процесс упругого и пластического деформирования горных пород и их механическое разрушение, приводятся к безразмерному виду при следующих условиях:

а) выборе эталонных размерных величин в соответствии с (8) и (15), где для различных физических величин, имеющих одинаковую размерность, их эталонные значения специально взяты одинаковыми (например, для напряжений, модулей упругости, прочностей);

б) удовлетворении уравнений связи (10), (13) и (16).

Примем теперь эталонные величины, характеризующие природный объект, причем сделаем это таким образом, чтобы уравнения связи (10), (13) и (16) были удовлетворены. Соответствующие этим эталонам сходственные величины, измеряемые на модели, примем в качестве эталонов, характеризующих модель. Отношения между одноименными сходственными величинами природного объекта и модели называются множителями подобия. Отношения эталонов природного объекта и модели (поскольку за них приняты сходственные величины) являются множителями подобия. Обозначим их:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\text{расстояние } l \text{ на модели}}{\text{расстояние } l \text{ на объекте}} &= C_l, \\ \frac{\text{напряжение } \sigma \text{ в модели}}{\text{напряжение } \sigma \text{ в объекте}} &= C_\sigma, \\ \frac{\text{напряжение } \tau \text{ в модели}}{\text{напряжение } \tau \text{ в объекте}} &= C_\tau, \\ \frac{\text{модуль упругости } E \text{ модели}}{\text{модуль упругости } E \text{ объекта}} &= C_E, \\ \frac{\text{модуль упругости } G \text{ модели}}{\text{модуль упругости } G \text{ объекта}} &= C_G, \\ \frac{\text{коэффициент вязкости } \eta \text{ модели}}{\text{коэффициент вязкости } \eta \text{ объекта}} &= C_\eta, \\ \frac{\text{прочность } P \text{ модели}}{\text{прочность } P \text{ объекта}} &= C_P, \\ \frac{\text{плотность } \rho \text{ модели}}{\text{плотность } \rho \text{ объекта}} &= C_\rho, \\ \frac{\text{время } t \text{ на модели}}{\text{время } t \text{ на объекте}} &= C_t, \\ \frac{\text{ускорение } g \text{ на модели}}{\text{ускорение } g \text{ на объекте}} &= C_g, \\ \frac{\text{энергия } u \text{ модели}}{\text{энергия } u \text{ объекта}} &= C_u, \\ \frac{\text{температура } T \text{ модели}}{\text{температура } T \text{ объекта}} &= C_T \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

Имея в виду, что модель подобна природному объекту и сходственные эталонные величины для них выбирались таким образом, чтобы бы-

ли удовлетворены уравнения связи (10), (13) и (16), нужно признать очевидными отношения

$$\frac{G_9 \text{ объекта}}{G_9 \text{ модели}} = \frac{\rho_9 g_9 l_9 \text{ объекта}}{\rho_9 g_9 l_9 \text{ модели}}; \quad (18)$$

$$\frac{\eta_9 \text{ объекта}}{\eta_9 \text{ модели}} = \frac{G_9 t_9 \text{ объекта}}{G_9 t_9 \text{ модели}}; \quad (19)$$

$$\frac{u_9 \text{ объекта}}{u_9 \text{ модели}} = \frac{G_9 l_9^3 \text{ объекта}}{G_9 l_9^3 \text{ модели}}. \quad (20)$$

Используя обозначения, введенные в (17), из (18) — (20) находим следующие соотношения между множителями подобия:

$$C_G = C_p C_g C_l; \quad (21)$$

$$C_\eta = C_G C_t; \quad (22)$$

$$C_u = C_G C_l^3. \quad (23)$$

Кроме того, из (8), при подобии моделей и объектов, вытекает следующее важное следствие. Отношения одноименных физических величин с одинаковой размерностью (например, с размерностью напряжения: τ , σ , E , G , P_τ , ζ_τ и др.), характеризующих модель и природный объект, должны быть одинаковыми. Иными словами, множители подобия разных величин с одинаковой размерностью равны одной и той же величине. Для доказательства этого положения вспомним, что подобные системы описываются тождественными безразмерными уравнениями и поэтому безразмерные одноименные величины, характеризующие объект и модель, должны быть одними и теми же. Например, безразмерная прочность объекта равна $P_{1\tau}$ подобной модели, безразмерная интенсивность напряжений \mathcal{M}_i объекта равна \mathcal{M}_i в сходственной точке подобной модели и т. д. Поэтому в отношениях, составляемых согласно (8):

$$\frac{P_{1\tau} \text{ модели}}{P_{1\tau} \text{ объекта}} = \frac{P_{1\tau} G_9 \text{ модели}}{P_{1\tau} G_9 \text{ объекта}}, \quad (24)$$

$$\frac{\tau_i \text{ модели}}{\tau_i \text{ объекта}} = \frac{\mathcal{M}_i G_9 \text{ модели}}{\mathcal{M}_i G_9 \text{ объекта}}, \quad (25)$$

сокращаются $P_{1\tau}$ и \mathcal{M}_i . В результате выясняется, что, используя обозначения (17), можно приравнять множители подобия

$$C_p = C_G = C_\tau = C_E. \quad (26)$$

Аналогичным образом доказывается взаимное равенство множителей подобия любых физических величин, имеющих одинаковую размерность, что весьма важно. В частности, (22) на основании данного положения можно преобразовать в

$$C_\eta = C_t C_\tau. \quad (27)$$

В результате можно указать условия подобия для всех величин, характеризующих механические свойства горных пород. В силу одинаковой размерности σ , τ , τ_i , G , G_I , G_{II} , E , E_I , E_{II} , P_η , P_I , P_σ , P_τ , ζ_σ , ζ_τ , материал модели, подобной природному объекту, должен быть подобран таким образом, чтобы множители подобия для всех этих величин были одинаковыми:

$$C_\sigma = C_\tau = C_G = C_{G_I} = C_{G_{II}} = C_E = C_{E_I} = C_{E_{II}} = C_{P_\eta} = C_{P_I} = C_{P_\sigma} = C_{P_\tau} = C_{\zeta_\sigma} = C_{\zeta_\tau} \quad (28)$$

По той же причине одинаковыми должны быть множители подобия для всех коэффициентов вязкости η_{II} , η_{III} , η_{IIImin} , η_{IIImax} :

$$C_{\eta_{II}} = C_{\eta_{III}} = C_{\eta_{IIImin}} = C_{\eta_{IIImax}}. \quad (29)$$

Одинаковыми должны быть и множители подобия величин с размерностью времени t , ∂_σ , ∂_τ , δ_σ , δ_τ :

$$C_t = C_{\partial_\sigma} = C_{\partial_\tau} = C_{\delta_\sigma} = C_{\delta_\tau}. \quad (30)$$

Множитель подобия скорости деформации, имеющей размерность, обратную времени, должен быть равным C_t^{-1} .

Между множителями подобия ряда величин с разной размерностью соотношения определяются или только взаимосвязанностью их размерностей, или, кроме того, и уравнениями связи. Из (10) и (13) вытекает, что множители подобия величин с размерностью напряжений, приведенных в (28), связаны с множителями подобия величин с размерностью расстояния C_l , ускорения C_g и плотности C_ρ :

$$C_\tau = C_l C_g C_\rho \quad (31)$$

Кроме того, они связаны и с множителями подобия вязкости и времени

$$C_\tau = \frac{C_\eta}{C_t}. \quad (32)$$

Множители подобия величин u , a , входящих в формулу (3), связаны обязательными соотношениями, что видно из уравнений (15) и (20):

$$C_a = C_l^3; \quad (33)$$

$$C_u = C_G C_l^3 \quad (34)$$

Множители подобия величин u , a , входящих в формулу (3), связаны ?? множителем подобия. Однако размерность температуры входит в размерность постоянной Больцмана k в одной из формул (3), и поэтому при экспериментах, требующих учета данной зависимости, нужно соблюдать условия

$$C_T = C_G C_l^3. \quad (35)$$

Все безразмерные величины, такие как q из уравнения (7), коэффициент трения k_f , коэффициент Пуассона μ и др., не должны изменять своей величины при переходе от природного объекта к модели.

В учении о размерностях доказывается, что число независимых уравнений связи (C) или условий подобия должно находиться в определенном соответствии с общим числом множителей подобия (m) для величин, имеющих различную размерность, и с числом множителей подобия величин с независимой размерностью (n) [721]. Согласно так называемой «?? п-теореме»,

$$C = m - n. \quad (36)$$

Иначе говоря, число множителей подобия с независимой размерностью должно равняться разности между числом всех множителей подобия и числом условий подобия. Например, располагая двумя основными условиями подобия $C_\tau = C_\rho C_g C_l$ и $C_\eta = C_\tau C_l$, мы имеем $C=2$, $m=6$, а число множителей подобия для величин с независимой размерностью оказывается не 4, а только 3. Действительно, взяв произвольно C_l , C_ρ , C_g , в силу размерности мы обязаны принять вполне определенные значения

для всех остальных множителей:

$$C_t = \frac{C_p C_l^2}{C_t^2}; \quad (37)$$

$$C_t = \sqrt{\frac{C_l}{C_g}}; \quad (38)$$

$$C_n = \frac{C_p C_g C_t}{C_l^2} = \frac{C_p}{C_l C_t} ?? \quad (39)$$

Если одно из трех последних уравнений будет введено в перечень условий подобия, тогда требуемое равенство $C = m - n$ будет соблюдено ($C = 3$, $m = 6$, $n = 3$).

Таким образом, перечисляются все условия подобия величин, влияющих на развитие упругих и пластических деформаций и процессы образования разрывов. При выводе условий подобия принимались во внимание как статические силы, так и силы инерционного характера. Коэффициенты вязкости рассматривались как функции температуры, всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений; прочности — как функции времени, а для прочности на скалывание учитывалась ее зависимость от нормальных напряжений.

Условия подобия были выведены в общей форме для самых разнообразных случаев деформирования и разрушения горных пород. Это позволяет судить о том, какими же свойствами должны обладать те материалы, из которых изготавливаются модели. При такой общей постановке вопроса учитывать граничные и начальные условия было невозможно, так как в разных конкретных случаях они разные. Общими при этом остаются порядок размеров моделей, длительность опытов, вязкость, упругость и прочность материалов. При решении вопроса о том, какой должна быть конкретная модель при исследовании определенного случая, дополнительный учет граничных и начальных условий обязателен.

Из граничных и начальных условий может вытекать какое-нибудь дополнительное условие подобия. Однако при тектоническом моделировании граничные и начальные условия обычно сводятся к тому, что указываются либо перемещения, либо напряжения на контуре или внутри модели, т. е. величины, множители подобия которых уже входят в приведенные условия подобия. Поэтому, как правило, никаких дополнительных условий подобия из учета граничных условий при тектоническом моделировании не возникает (см. [195, гл. 24]).

Приведенные условия подобия являются наиболее подробными и общими из всех предлагавшихся ранее для тектонического моделирования. Во многих случаях применение всех этих условий необязательно. Часто они могут быть сильно упрощены и сведены либо к трем [(21), (27) и (28)], либо к двум [(21) и (27)], либо только к одному условию [(21) или (27)].

УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ ОПЫТОВ

При рассмотрении условий подобия для каждого конкретного эксперимента часто можно, применяя принцип раздельного моделирования существенных факторов (принцип сепарации), исключить из рассмотрения или какое-нибудь уравнение, или некоторые члены отдельных уравнений. Так, например, уравнение (2) имеет смысл использовать в его полной форме лишь при моделировании процессов, продолжающихся в природе в течение нескольких месяцев. В этом случае все три части общей деформации (γ_I , γ_{II} и γ_{III}) соизмеримы по величине. При моделиро-

вании кратковременных процессов, длящихся в течение секунд и минут, величиной пластических деформаций по сравнению с упругими можно пренебречь, и тогда в уравнении (2) отбрасывается последний член. В результате выпадает множитель подобия вязкостей C_η . Так поступают при изучении сейсмических явлений, когда используют прохождение упругих волн через эквивалентные горным породам жидкости и твердые тела. Различие в их вязкости оказывается несущественным. Правильность результатов испытаний таких моделей подтверждается на практике в сейсморазведке и в общей сейсмологии Земли.

При изучении весьма длительных и медленных процессов складкообразования, когда годам в природе соответствуют малые доли секунды, теряет смысл разделение упругой деформации на условно-мгновенную часть и упругое последствие. Тогда вся упругая деформация описывается в (2) только одним членом, содержащим модуль G :

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{G} + \frac{\tau_i}{\eta_{III}} t. \quad (40)$$

В результате из рассмотрения выпадают множители подобия для G_I и G_{II} .

Прибегая к принципу приближенности моделирования, из-за недостаточной изученности некоторых характеристик горных пород (например, $\eta_{III\min}$, $\eta_{III\max}$, η_0 , P_η , u , a и др.) приходится пока отказываться от назначения для моделей определенных величин данных характеристик. По этой причине условия подобия также несколько упрощаются.

Рассмотрим главные случаи применения основных общих условий подобия (21), (27) и (28):

1. Если в изучаемом процессе существенную роль играют не только упругость, вязкость и прочность материала, но также его вес и силы инерционного характера, условия подобия (21), (27), (28) должны соблюдаться в полной мере. Кроме того, в этом случае C_l , C_t и C_g должны быть связаны отношением

$$C_t = \sqrt{\frac{C_l}{C_g}}; \quad (41)$$

если $C_g = 1$, то

$$C_t = \sqrt{C_l}. \quad (42)$$

Если последнее условие неудобно, следует изменять C_g , например путем предложенного и развитого Г. И. Покровским моделирования на центрифуге.

Рассматриваемый случай будет иметь место, если при моделировании тектонических разрывов мы одновременно захотим моделировать и связанные с разрывом сейсмические явления. Множители подобия ускорений и плотностей фактически оказываются при этом уже заданными; $C_g = 1$, C_ρ можно изменять от 5 до 0,5. Множители подобия линейных размеров, упругости и вязкости в этом случае определяются в основном множителем подобия времени

$$C_l = C_t^2; \quad C_G = C_\rho C_t^2; \quad C_\eta = C_\rho C_t^3. \quad (43)$$

Согласно (43), чем меньше геометрический масштаб модели, тем более длинные промежутки времени можно моделировать. Выбрав $C_l = 1 : 10\,000$, получим $C_t = 1:100$, т.е. в течение каждого часа на модели будет воспроизводиться всего лишь около четырех суток природного процесса. При этом согласно (21), (27), (28) мы должны будем выдерживать примерно следующие значения остальных множителей подобия: $C_t = 10\,000$; $C_\eta = 1 : 1\,000\,000$. Избрав более мелкий $C_l = 1 : 1\,000\,000$, соответственно найдем $C_t = 1 : 1000$, $C_G = 1 : 1\,000\,000$, $C_\eta = 1 : 1\,000\,000\,000$.

При последних общих условиях подобия 1 час опыта соответствует 40 суткам, или 1 сутки опыта равны примерно 3 годам природного процесса. Модуль E_t эквивалентного материала должен быть в интервале от 0,5 до 1,5 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а мгновенные прочностные — порядка 1 $\Gamma/\text{см}^2$ или 0,1 $\Gamma/\text{см}^2$. Вязкости материалов, эквивалентных большинству горных пород, должны лежать в интервале от 10^{10} до 10^{13} нз .

Первым может быть выбран множитель подобия времени C_t . Так, например, при моделировании землетрясения, когда используется ультразвуковая аппаратура и сокращается время, допустим в 1000 раз, $C_t = 10^{-3}$. Если $C_p = 0,5$, то остальные множители подобия: $C_l = 10^{-6}$; $C_G = 0,5 \cdot 10^{-6}$; $C_n = 0,5 \cdot 10^{-9}$. Если множитель подобия времени C_t и множитель подобия ускорений C_g приравнять единице, то размеры модели и ее механические свойства должны быть такими же, как у моделируемого объекта. Поэтому использование ультразвука при моделировании землетрясений необходимо, чтобы сделать модель меньше природного объекта.

Прочности и вязкости моделей должны, подчиняясь уравнениям (27) и (28), изменяться так, чтобы при этом оставалось постоянным их отношение к соответствующим величинам вязкости и прочности горных пород, находящимся в сходных условиях. Стремясь к повышению степени подобия опытов природным объектам, надо учитывать также и зависимость модулей упругости от величины всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений.

Важно отметить, что изготовление моделей (с уменьшением геометрических размеров и времени) из горных пород невозможно из-за того, что C_l и C_t отличаются от единицы и поэтому C_G и C_n также не могут быть равными единице. Иными словами, вязкость и упругие свойства материала модели должны отличаться от соответствующих характеристик горных пород, слагающих моделируемый объект.

Охарактеризованный случай наиболее полного соблюдения общих условий подобия сильно осложняет моделирование разрывов, но все же не делает его невозможным.

2. Если исследуются кратковременно развивающиеся процессы, а связанные с ними инерционные явления не регистрируются и не считаются существенными (так бывает при исследовании влияния разрывов на тектоническое поле напряжений), то множитель подобия C_t берется порядка единицы. В этом случае нет необходимости соблюдения условий подобия для всех ускорений и достаточно выдерживать подобие лишь силы тяжести, определяющей величину напряжений гравитационного происхождения. Поэтому вместо $C_p C_g$ вводится равный этому произведению множитель подобия объемных весов C_d , который считается независимым от множителей подобия времени и геометрических размеров. В результате принимаются условия подобия:

$$C_G = C_d C_l; \quad (44)$$

$$C_n = C_G C_t, \quad (45)$$

которые в силу равенства $C_t = 1$ принимают вид

$$C_n = C_G = C_d C_l. \quad (46)$$

При таком моделировании C_l часто должно быть равно 10^{-5} или 10^{-6} . Величина C_d определяется свойствами эквивалентного материала и обычно равна 0,5. В итоге и C_G , и C_n оказываются в среднем порядка 10^{-5} или 10^{-6} . Значит, модули упругости модели должны быть порядка десятых долей или единиц $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а вязкость больше 10^{10} нз . При длительности эксперимента в несколько часов или суток и напряжениях, величина которых по условиям подобия составляет лишь единицы или десятки граммов на квадратный сантиметр, в моделях не должно воз-

никать заметных пластических деформаций. Поэтому практически безразлично, насколько точно соблюдается C_η , важно лишь, чтобы вязкость модели была достаточно высока для исключения возможности практически заметной пластической деформации. Указанные свойства имеют желатиновые студни, которые используются поэтому при моделировании в горном деле [655, 675]. В тектонофизике такие модели были использованы для исследования очагов землетрясений [184, 214].

3. Во многих случаях, изучая медленно развивающиеся тектонические деформации, можно пренебрегать действием сил инерционного характера. Тогда множитель C_g , входящий в условие (21), имеет смысл лишь постольку, поскольку он в совокупности с C_p характеризует статическое действие силы тяжести. Условие (21) при этом может быть представлено в виде (44):

$$C_G = C_d C_t,$$

где C_d — множитель подобия удельных (объемных) весов.

Можно считать, что C_t не входит в условие (21) и тогда его можно выбирать независимо от C_l , не принимая во внимание (38). Моделируя без центрифуги, когда $C_g = 1$, общие условия подобия можно представить в виде

$$\begin{aligned} C_G &= C_d C_t, \\ C_\eta &= C_t C_l. \end{aligned} \quad (47)$$

Этот случай часто имеет место. В качестве примера можно указать на моделирование разрывов, осложняющих поднятия, растущие благодаря действию вертикальных сил [179]. Выбирая произвольно $C_l = 1 : 100\,000$ и имея обычно $C_d = 0,5$, получаем $C_t = 1 : 200\,000$. Следовательно, мгновенные прочностные эквивалентные материалы должны быть порядка от десятых долей до единиц граммов на квадратный сантиметр.

Выбирая C_t независимо от C_l и приняв его равным $1 : 5 \cdot 10^{11}$ (когда 1 мин опыта соответствует 1 млн. лет в природе), находим $C_\eta = 1 : 10^{17}$. Вязкости моделей при таком множителе подобия должны быть примерно от 10^2 до 10^5 пз. Большая часть пород должна воспроизводиться материалами со средними вязкостями — от 10^3 до 10^4 пз.

Указанными прочностями и последними вязкостями обладают такие материалы, как сильновлажные глины и петролатум. Парафин, гипс и воск в этом случае оказываются слишком прочными и непригодными для моделирования.

4. В опытах, посвященных изучению только медленных пластических деформаций, когда прочностью эквивалентных материалов можно не интересоваться, C_p оказывается ненужным. Тогда, подставляя значение $C_G = C_t$ из (21) и (27), получаем всего лишь одно общее условие подобия

$$C_\eta = C_p C_g C_l C_t. \quad (48)$$

Если моделирование проводится не на центрифуге, то $C_g = 1$ из него выпадает, а C_p может быть заменено на C_d . Условие (48) широко использовалось при моделировании процесса гравитационного всплывания соляных куполов, когда роль эквивалентных материалов играли жидкости, а разрывы не воспроизводились [390, 846 и др.]. При изучении не только всплывания соли, но и образования разрывов условие (48) недостаточно и надо будет перейти к (47) и (28).

Как и в предыдущем случае, использование горных пород, слагающих природный объект, для построения модели совершенно исключено. Поскольку C_g и C_p близки к единице, а C_l всегда сильно отличается от единицы, неизбежно $C_t = C_G = C_p$ не равно единице. Сокращение дли-

тельности процесса в опыте делает неизбежным понижение вязкости модели по сравнению с моделируемым объектом, т. е. C_n не равно единице.

5. Общие условия подобия сильно упрощаются при изучении процессов, не зависящих от действия инерционных сил и силы тяжести. Уравнения равновесия, из которых выводится (21), в этом случае не содержат ρ и g . Благодаря этому при их выводе производится ряд сокращений, в итоге которых все условие (21) целиком отпадает. В результате остается только одно общее условие подобия (27):

$$C_n = C_t C_t. \quad (49)$$

Примером опытов, которые должны ставиться в соответствии с условием (49), могут служить эксперименты по разлинзовыванию слоев, сжимаемых перпендикулярно напластованию [45, 854], или эксперименты по воспроизведению волнистости простирания крупных тектонических разрывов [216]. При опытах этого типа C_l не оказывает никакого влияния на остальные множители подобия, и поэтому моделирование можно производить на материалах с любыми вязкостями. Изменение вязкости влечет за собой лишь изменение или напряжений, или длительности опыта. Единственное ограничение в свободе выбора материала заключается в том, что множитель подобия прочностей должен быть равен множителю подобия напряжений $C_p = C_t$.

Условие (49) позволяет считать в механическом отношении подобными процессы формирования таких крупных и мелких природных складок и разрывов, образовавшихся в течение одинаковых промежутков времени, развитие которых не обуславливалось действием силы тяжести.

Однако изучать разрывы на моделях из горных пород невозможно, так как воспроизводя пластические деформации и разрывы, развивающиеся в земной коре, во много раз сокращаем длительность процесса, т. е. C_t всегда не равно единице. Если бы для воспроизведения одних пластических деформаций можно было бы делать модели из горных пород и иметь при этом $C_n = 1$, то тогда $C_t = C_p$ значительно отличалось бы от единицы. Следовательно, прочность материала модели не может быть равной прочности породы природного объекта. В этом случае множитель подобия прочностей в модели, сделанной из горной породы, равный единице, был бы не равен множителю подобия напряжений. Следовательно, изучение разрывов на моделях из горных пород невозможно.

Рассматриваемый случай использования общих условий подобия отличается от предыдущих намного большей свободой выбора эквивалентных материалов, прочность которых может быть разнообразной и не зависит от C_l . В таких опытах возможно использование парафина, воска, озокерита, гипса и других сходных с ними материалов.

6. В качестве последнего случая рассмотрим общие условия подобия при моделировании одной упругой составляющей общей деформации. Если опыт ставится для выявления картины распределения упругих деформаций и соответствующих им напряжений в некоторый момент времени и заранее исключаются рассмотрение процесса во времени и моделирование роста пластических деформаций, то не нужен учет вязкостей модели и природного объекта. При такой постановке опыта условия (27) и (28) целиком отпадают и остается лишь условие (21) или (44). Это единственное условие должно соблюдаться в моделях, деформируемых благодаря действию силы тяжести.

При отсутствии существенного значения силы тяжести последнее общее условие подобия также отпадает, необходимо лишь, чтобы множители подобия напряжений C_t и упругих постоянных C_G были бы одинаковыми для всех частей (слоев) модели. Величина этих множителей может быть любой и поэтому модель можно изготовить из разнообраз-

ных материалов, в том числе и из горных пород, слагающих моделируемый объект. Однако практически изготовление моделей из горных пород не имеет смысла, так как это сильно удорожает и усложняет опыт. При свободном выборе материала опыты с горными породами заменяются опытами с эквивалентными материалами.

Аналогичное упрощение условий подobia (до требования постоянства множителей подobia напряжений, упругих постоянных и прочностей) должно быть сделано при моделировании хрупкого разрушения, возникающего непосредственно вслед за одной лишь упругой деформацией. Такое разрушение происходит при быстром достижении напряжений, равных условно-мгновенным прочностям. Следовательно, процесс хрупкого разрушения образцов из горных пород можно изучать на моделях из менее прочных материалов, как, например, из парафина, воска и др. Выводы о закономерностях хрупкого разрушения образцов из эквивалентных материалов можно распространять на хрупкое разрушение образцов из горных пород, если учитывать силы трения на торцах образцов, коэффициент Пуассона и соотношения между прочностями на скалывание и отрыв.

ВЫВОДЫ

Почти во всех опытах горные породы, слагающие моделируемые объекты, не могут быть использованы для изготовления моделей. Поэтому необходимо проведение большого исследования по разработке эквивалентных материалов. Подобная работа ведется применительно к задачам горного дела Г. Н. Кузнецовым с сотрудниками. Однако полученные ими результаты не могут быть непосредственно использованы при тектоническом моделировании, так как применяемые нами другие масштабы расстояний и времени обуславливают необходимость других величин упругих характеристик и коэффициентов вязкости эквивалентных материалов. Разработка рецептуры эквивалентных материалов не может быть завершена до тех пор, пока в достаточной мере не будут изучены механические свойства горных пород. Следовательно, в целях повышения степени подobia при тектоническом моделировании прежде всего следует производить изучение механических свойств горных пород и разрабатывать рецептуру материалов, эквивалентных им в диапазоне условий проведения опытов.

ГЛАВА 10

ЭКВИВАЛЕНТНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ЭКВИВАЛЕНТНЫМ МАТЕРИАЛАМ

В настоящее время достоверно установлено, что в пределах земной коры модули упругости горных пород порядка 10^5 кг/см², при этом G_I составляет от 0,5 до 0,7 G_{II} . Такие же соотношения между E_I и E_{II} . Наибольшая средняя скорость длительных перемещений отдельных точек земной коры при тектонических деформациях порядка 1 см/год. Для земной коры скорость тектонической деформации равна 0,03—6 угловых секунд в год. Коэффициент эффективной вязкости горных пород η_{III} — от 10^{15} до 10^{22} нз. По-видимому, наиболее обычные величины η_{III} пород для различных глубин в земной коре порядка 10^{20} или 10^{21} нз.

Прочностные свойства горных пород исследованы недостаточно. Вместо полных кривых, отражающих влияние времени на прочности, на

скалывание и на отрыв, мы пока располагаем только одной характерной точкой для каждой кривой, а именно условно-мгновенной прочностью, соответствующей длительности действия напряжений приблизительно в 1 сек. При всестороннем давлении 1—3000 атм, что соответствует погружению в глубь земной коры от 0 до 10 км, условно-мгновенная прочность горных пород на скалывание P_{1r} изменяется в пределах от 400 до 5000 кг/см², т. е. имеет величину порядка от 10^2 до 10^3 кг/см². Условно-мгновенная прочность на отрыв P_{1o} порядка от 10^1 до 10^2 кг/см². Таким образом, для горных пород прочность на отрыв в среднем на один порядок ниже прочности на скалывание, а условно-мгновенная прочность на скалывание порядка сотых долей модулей сдвига:

$$P_{1r} \approx 0,01G. \quad (1)$$

Условно-мгновенная прочность на отрыв — порядка тысячных долей модулей упругости для удлинений

$$P_{1o} \approx 0,001E. \quad (2)$$

Следствием этих соотношений между прочностями и модулями упругости является весьма характерная особенность горных пород — упругие деформации в них не могут превышать десятых долей или единиц процента.

Плотности горных пород, слагающих земную кору, лежат в узких пределах — от 2,0 до 3,0; непосредственно под корой плотность вещества 3,3.

Моделируемые участки земной коры, испытывающие более или менее простую деформацию, обычно бывают размерами от единиц до десятков километров. Значительно реже они уменьшаются до единиц метров или увеличиваются до сотен километров. Поэтому для моделей множитель геометрического подобия C_l чаще всего приходится принимать от 1 : 10 000 до 1 : 100 000, реже 1 : 1 000 000.

Моделировать можно весьма продолжительные медленные геологические процессы (например, складкообразование) и, наоборот, кратковременные быстропротекающие явления (типа вызывающих землетрясения), поэтому множитель подобия времени C_t бывает обычно или очень малым, или порядка единицы. Для моделирования длительных процессов приемлемой оказывается величина C_t порядка 10^{-11} или 10^{-13} , когда 1 мин опыта соответствует 100 000—1 000 000 лет природного процесса.

Множитель подобия плотностей C_p практически можно изменять лишь в очень узких пределах — от 0,5 до 2 или 3. Прибегая к центрифугированию, в принципе можно задавать различную величину множителя подобия ускорения силы тяжести C_g . Однако практически это связано с применением моделей лишь небольших размеров и сопряжено с рядом технических трудностей. Поэтому обычно C_g приходится приравнять единице. В этом случае множители C_l и C_t оказываются взаимосвязанными.

При указанных принудительных величинах C_l , C_t , C_g и C_p , если, используя принцип избирательности, отказаться от подобия инерционных явлений, то, согласно условиям подобия (21), (27) и (28) (из гл. 9), необходимо принимать вполне определенные множители подобия всех величин с размерностью напряжений и размерностью вязкости. Величины ряда множителей подобия и определяемые ими свойства моделей в этом случае могут изменяться главным образом в зависимости от множителя подобия для времени — порядка 10^{-11} — 10^{-13} или 10^0 .

По этому признаку выделяются две основные группы моделей, которые должны иметь сходные множители подобия для напряжений, модулей упругости и условно-мгновенной прочности $C_t = C_o = C_G = C_p = C_z$

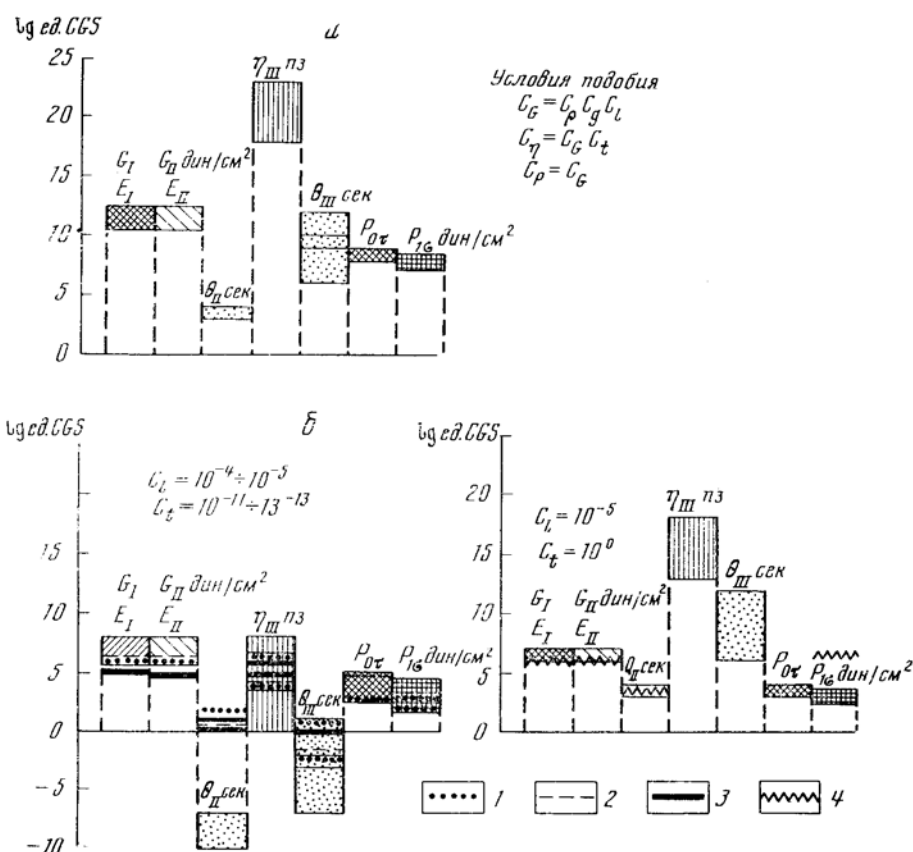


Рис. 8. Диаграмма механических свойств горных пород (а) и эквивалентных материалов (б) для моделирования тектонических явлений

1 – часовьярская глина (влажность 43%); 2 – бакинский петролатум; 3 – раствор этилцеллюлозы (30%) в бензиловом спирте при температуре 20°; 4 – студень желатины (25%) при температуре 20°. Штриховками отмечены свойства горных пород, определенные в лабораториях; для эквивалентных материалов – теоретически требующиеся свойства (пояснение в тексте)

порядка 10^{-4} или 10^{-5} . Изменение величины C_t отражается главным образом на множителях подобия для вязкостей и длительной прочности. Если C_t порядка единицы, вязкость модели должна быть лишь на 4-5 порядков ниже вязкости горных пород. Но в случае C_t порядка 10^{-11} — 10^{-13} для C_η обычно вычисляется величина от 10^{-15} до 10^{-17} .

По условиям подобия (21), (27) и (28) из гл. 9 приведенных чисел достаточно для того, чтобы указать необходимые величины всех характеристик механических свойств тех материалов, из которых должны изготавливаться модели. Применяя термин, введенный Г. Н. Кузнецовым, мы эти материалы называем эквивалентными.

Модули упругости эквивалентных материалов при C_G от 10^{-4} до 10^{-5} должны быть порядка десятых долей или единиц $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Как и у горных пород, модули G_I и E_I соответственно должны быть равны 0,5—0,7 модулей G_{II} и E_{II} .

Коэффициент эффективной вязкости η_{III} при скоростях деформирования, соответствующих скоростям тектонических деформаций земной коры, в случае C_t от 10^{-11} до 10^{-13} должен быть порядка 10^2 — 10^6 нз; обычно необходима вязкость в 10^3 или 10^4 нз. Скорость деформации сдвига в модели должна быть при этом от 0,1 до 10,0° дуги за 1 мин. времени.

Прочности эквивалентных материалов (условно-мгновенные) на скалывание P_{1r} должны быть от сотен или десятков до единиц $\Gamma/\text{см}^2$, а на отрыв P_{1o} — от десятков и единиц до десятых долей $\Gamma/\text{см}^2$. Такие прочностные значения при модулях упругости в единицы и десятки $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ обеспечивают невозможность развития упругих деформаций, превышающих 1%. Безразмерный коэффициент Пуассона μ у эквивалентных материалов, как и у горных пород, должен изменяться в пределах от 0,25 до 0,5, а коэффициент q — от 0 до 5,7.

Величины всех остальных характеристик и механических свойств эквивалентных материалов пока указать невозможно, так как неизвестны их значения для горных пород.

Величины основных характеристик свойств горных пород на рис. 8 покрыты каждая своей штриховкой и обозначены индексом. В табл. 6

Таблица 6

Сопоставление механических свойств горных пород и эквивалентных материалов

Характеристика свойств, ед. CGS	Горные породы	Эквивалентные материалы					
		при $C_t = 10^{-4} \div 10^{-5}$ и $C_t = 10^{-11} \div 10^{-13}$				при $C_t = 10^{-5}$ и $C_t = 10^0$	
		теоретически требуется	глина влажностью 40–50%	бакинский петролатум	30%-ный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте	теоретически требуется	25%-ный желатиновый студень
Модули условно-мгновенной упругости G_I и E_I	$10^{11}-10^{12}$	10^6-10^8 , обычно 10^6	10^5-10^6	10^6	10^5	10^6-10^7	10^5-10^6
Модули упругости последствия G_{II} и E_{II}	$10^{11}-10^{12}$	10^6-10^8 обычно 10^6	10^5-10^6	10^6	10^4-10^5	10^6-10^7	10^5-10^6
Время последственной релаксации θ_{II}	10^3-10^4	$10^{-10}-10^{-7}$	10^1-10^2	10^0-10^1	10^0-10^1	10^3-10^4	10^3-10^4
Коэффициент вязкости η_{III}	$10^{18}-10^{23}$	10^0-10^8 обычно 10^4-10^6	10^4-10^6	10^3-10^4 при 20°	10^5-10^6 при 20°	$10^{13}-10^{18}$	Около $10^{10}?$
Время релаксации, обусловленной пластической деформацией θ_{III}	10^6-10^{12}	$10^{-7}-10^1$	$10^{-2}-10^1$	$10^{-3}-10^{-2}$	10^0-10^1	10^6-10^{12}	
Условно-мгновенная прочность на скалывание (P_{1r}) ₀	10^8-10^9	10^3-10^5 обычно 10^3	10^2-10^3	10^5	?	10^3-10^4	Около $10^7-10^8?$
Условно-мгновенная прочность на отрыв P_{1o}	10^7-10^8	10^2-10^4 обычно 10^2-10^3	10^2-10^3	?	?	10^2-10^3	10^6-10^7
q	0–2	0–2	0–0,6	—	—	0–2	

и на рис. 8 указаны те величины этих же характеристик, которыми теоретически должны обладать эквивалентные материалы при двух наиболее важных типах испытания моделей. Один тип соответствует моделированию длительных процессов, когда $C_t = 10^{-11}-10^{-13}$, а $C_t = 10^{-4}-10^{-5}$. Другой тип испытания моделей с той же величиной C_t отличается тем, что C_t порядка 10^0 , т. е. продолжительность процессов примерно такая же, как и в природе.

ПРИМЕРЫ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Перечисленные выше требования к механическим свойствам эквивалентных материалов не являются невыполнимыми. Свойствами, весьма близкими к необходимому комплексу, обладают изученные Г. В. Виноградовым и К. И. Климовым [132—134] консистентные смазки, исследованные Н. В. Михайловым [466] битумы, а также петролатум, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы и другие материалы.

Особенно близка по свойствам к необходимому эквивалентному материалу влажная глина. По данным Л. А. Абдурагимовой, П. А. Ребиндера и Н. Н. Серб-Сербиной [1], модули упругости в водных суспензиях глин могут быть понижены до десятков и даже единиц $\Gamma/\text{см}^2$. Для

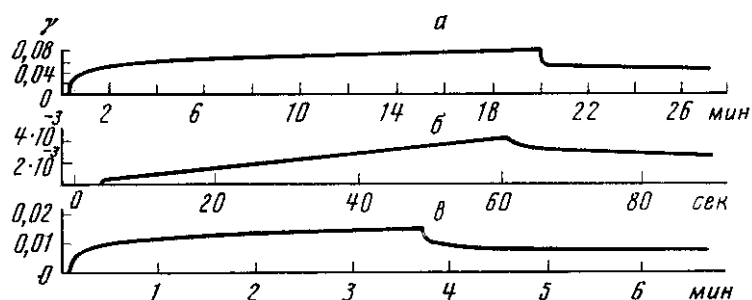


Рис. 9. Кривые кинетики деформации эквивалентных материалов

a — глина с влажностью 43%; *б* — петролатум при 20°; *в* — раствор этилцеллюлозы (30%) в бензиловом спирте при 20°. γ — деформация сдвига. Автоматическая запись получена на вискозиметре В. П. Павлова (кривые *a*, *в*) и Н. В. Михайлова (кривая *б*)

глин влажностью от 43 до 50% Д. Н. Осокиной были установлены модули G_I от 0,2 до 2 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, модуль G — от 0,1 до 1 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, модуль E_I — от 0,6 до 6 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и модуль E — от 0,3 до 3 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. При скорости деформации сдвига от 0,1 до 5° дуги в 1 мин коэффициент эффективной вязкости этих глин η_{III} порядка 10^3 — 10^4 пз. Определявшиеся нами условно-мгновенные прочности порядка единиц $\Gamma/\text{см}^2$. Кривые «деформация — время» для влажных глин (рис. 9) подобны кривым для горных пород (см. рис. 1,3).

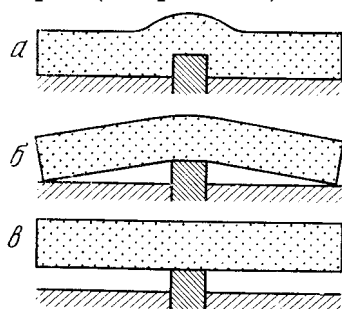


Рис. 10. Разные деформации моделей при поперечном изгибе, обусловленные различиями их механических свойств

a — влажная глина; *б* — желатиновый студень; *в* — петролатум

Другим весьма благоприятным материалом является петролатум. Кривая «деформация — время» была получена для петролатума на электронном эластопласто-вискозиметре конструкции Н. В. Михайлова. Из этой кривой следует, что модуль G бакинского петролатума 2,3 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, коэффициент $\eta_{III} = 9,3 \cdot 10^3$ пз.

Таким образом, выводы геологов-экспериментаторов Э. Рейера, Г. Клоаса и др., эмпирическим путем пришедших к заключению о том, что влажная глина и петролатум ведут себя в условиях лабораторного эксперимента весьма сходно с тем, как горные породы в природных условиях, совпадают с результатами теоретического рассмотрения ус-

ловий подобия. Следовательно, принятые при теоретическом выводе условий подобия предположения действительно допустимы. Указанное совпадение нельзя считать случайным, или обусловленным столь общим характером закономерностей, проявляющихся и при деформациях в природе, и при деформациях моделей, что безразлично, в какой мере правильно выведены и действительно соблюдены условия подобия. Последнее, как нам кажется, ошибочное мнение [271] опровергается тем, что материалы, пригодные для воспроизведения одних геологических явлений, оказываются совершенно непригодными для моделирования других геологических явлений, требующих иной величины множителей подобия. Геологам-экспериментаторам хорошо известно, что сходство (подобие) модели с природными объектами достигается лишь в узком диапазоне свойств эквивалентных материалов. На рис. 10

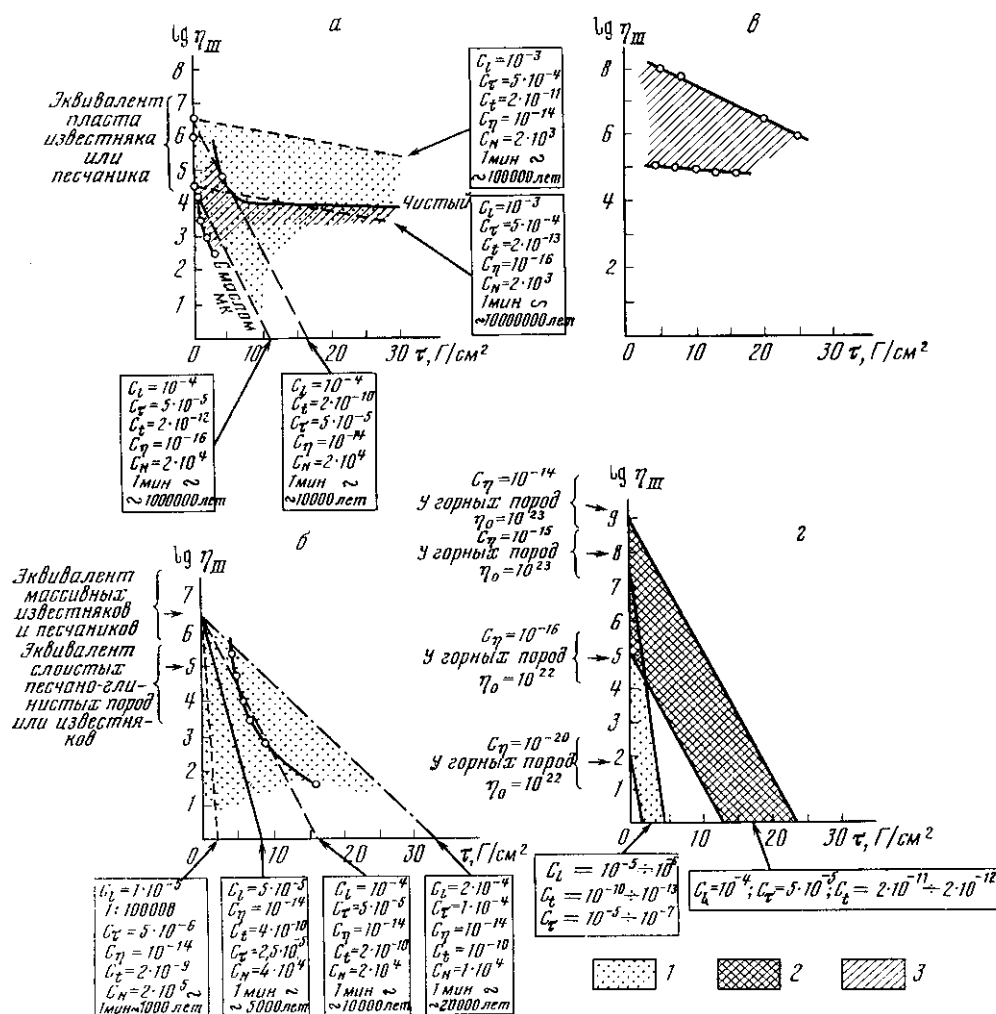


Рис. 11. Зависимость вязкости эквивалентных материалов от интенсивности касательных напряжений и сопоставление этой зависимости с теоретическими требованиями

а – петролатум; б – глина (влажность 44%); в – этилцеллюлоза (30%) в смеси бензилового спирта с дибутилфталатом (содержание дибутилфталата от 0 до 60%); г – теоретические требования к материалам, эквивалентным изверженным горным породам. 1 и 2 – области, в пределах которых должны располагаться кривые вязкости материалов, эквивалентных горным породам при указанных множителях подобия; 3 – области, в пределах которых располагаются кривые вязкости эквивалентных материалов

приведен пример того, как правильное воспроизведение структуры длительно развивающейся антиклинали поперечного изгиба достигается лишь в образце из влажной глины. При использовании других материалов (петролатум, желатиновый студень) с близкими свойствами получают иные структурные формы, и подобие исчезает. Однако при измененных множителях подобия и петролатум, и желатиновый студень позволяют получать деформации, подобные природным. Таким образом, практика эксперимента подтверждает изложенный выше теоретический вывод условий подобия.

Зависимость вязкости ряда эквивалентных материалов от интенсивности касательных напряжений была изучена Д. Н. Осокиной, И.М. Кузнецовой и Ма Цзинь в нашей лаборатории. Они установили, что при определенных условиях подобия вязкость петролатума и влажной глины изменяется приблизительно так, как это требуется в соответствии с современными представлениями о свойствах горных пород (рис. 11).

В настоящее время пока еще не установлено, свойства каких именно материалов удовлетворяют наиболее полным условиям подобия, которые должны соблюдаться при одновременном моделировании медленных тектонических деформаций и быстрых процессов, связанных с действием инерционных сил (например, сейсмических волн). Однако рассматриваемые ниже возможности создания материалов с самыми разнообразными заранее заданными свойствами оказываются настолько широкими, что очевидна возможность разработки и таких материалов, свойства которых удовлетворят условиям подобия даже в самых сложных случаях.

В настоящее время имеются возможности получения эквивалентных материалов с самыми различными, заранее заданными физико-механическими свойствами, которые в общем соответствуют диапазону значений характеристик, вычисляемому по условиям подобия. По мере углубления наших знаний о физико-механических свойствах горных пород и уточнения требований к эквивалентным материалам эти возрастающие требования можно будет удовлетворять.

ГЛАВА 11

ОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В МОДЕЛЯХ

Знание закономерностей распределения напряжений в деформируемых участках земной коры, а также в их моделях имеет исключительно большое значение для понимания механизма формирования складок и закономерностей развития разрывов. Несмотря на очевидность этого положения, распределение напряжений при тектоническом моделировании до самого последнего времени не изучалось, так как не было ясно, как это можно сделать.

Наилучший путь изучения напряжений в модели основывается не на включении в нее специальных измерительных приборов, осложняющих ее работу, а на регистрации изменений физических свойств вещества модели под действием напряжений. Наиболее разработанным, простым и наглядным методом такого типа является оптический.

Для развития оптического метода изучения напряжений в моделях, получившего широкое распространение в технике, многое было сделано

учеными Англии (Д. Брюстером, К. Максвеллом, Л. Файлоном, Э. Кокером), Франции (М. Леви, М. Менаже), России (В. Л. Кирпичевым, А. К. Зайцевым, Д. Э. Прокофьевой-Михайловской) и Америки (М. П. Фрохтом). Известные советские академики — петрограф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [393] и механик А. Н. Динник [289] начали оптическим методом исследовать в моделях распределение напряжений вокруг горных выработок. Затем этот метод стал развиваться применительно к задачам горного дела П. М. Цимбаревичем [687] и В. Ф. Трумбачевым [654]. Большие работы по усовершенствованию метода проведены в Институте машиноведения АН СССР под руководством Н. И. Пригоровского [555], в лаборатории Ленинградского государственного университета (С. П. Шихобалов, Е. И. Эдельштейн, Т. И. МаксUTOва) и в Московском институте химического машиностроения (Б. Н. Рутовский, Н. А. Щеголевская, С. И. Соколов).

В тектонике исследование напряженного состояния моделей оптическим методом было начато автором в 1953 г. при товарищеской помощи лабораторий Ленинградского государственного университета (С. П. Шихобалов и Е. И. Эдельштейн) и Института горного дела АН СССР (В. Ф. Трумбачев). Затем в результате исследований, проведенных Д. Н. Осокиной и автором совместно с Г. В. Виноградовым и В. П. Павловым [521], впервые был разработан пластичный оптически активный материал, удовлетворяющий условиям подобия для модулей упругости и вязкости при моделировании тектонических процессов. Этим материалом оказались весьма концентрированные растворы этилцеллюлозы (30—35%) в бензиловом спирте и в смеси бензинового спирта с дибутилфталатом [513, 514].

В результате совместной работы Д. Н. Осокиной и автора с С.И.Соколовым и Н. А. Щеголевской [715] были разработаны и другие пластичные материалы с высокой оптической активностью — модифицированные глифтамалевые и эпоксидные смолы, которые под названием материалов серии МИХМ-ИФЗ экспонировались на ВДНХ СССР в 1958 г. В результате совместной полимеризации полистирола с полиэфирами были получены упругие оптически активные материалы, удовлетворяющие условиям подобия и близкие по свойствам к желатиновым студням. Специально исследовались оптические и механические свойства желатиновых студней [512, 514] и разработан более качественный материал — студни ацетицеллюлозы в бензиловом спирте [517].

Благодаря проведенной работе выработаны два типа испытаний моделей. Эксперименты первого типа связаны с моделированием медленных и весьма длительных пластических деформаций, продолжающихся миллионы лет и охватывающих крупные участки земной коры (до 10—100 км в поперечнике). Эксперименты второго типа воспроизводят кратковременные, быстро протекающие процессы, связанные с развитием тектонических разрывов, возникновением землетрясений, однако сами сейсмические волны при этом не моделируются.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Сущность поляризационно-оптического метода исследования напряжений в моделях заключается в следующем. Испытываемая деформации плоская модель из прозрачного эквивалентного материала просвечивается поляризованным светом на установке, подобной петрографическому микроскопу, но с широким рабочим полем диаметром от 10 до 40 см (рис. 12). Модель изготавливается из оптически чувствительного материала. В таком материале при отсутствии касательных напряжений показатель преломления n (показывающий, во сколько раз скорость света в данном материале v меньше скорости света в пустоте c) во всех направлениях одинаков. Если же к такому материалу приложено ка-

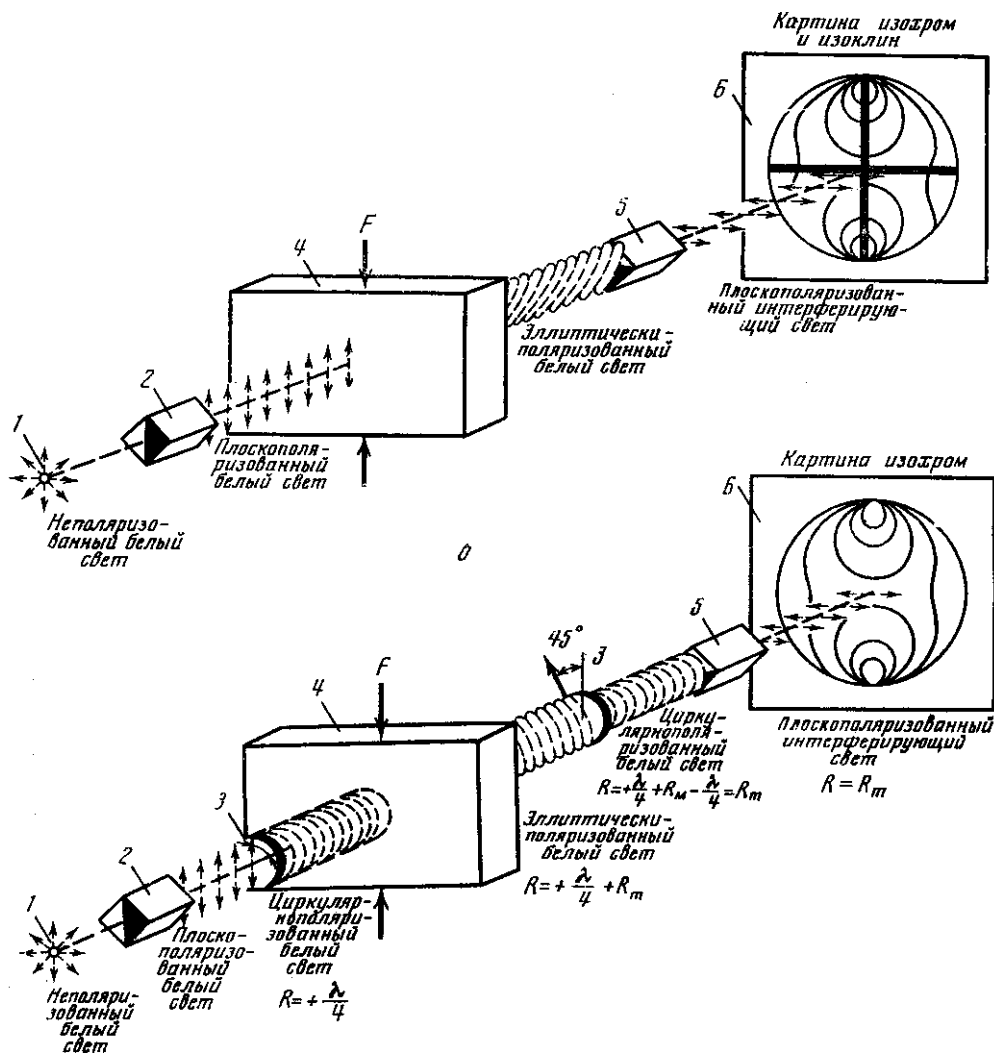


Рис. 12. Схемы оптических поляризационных установок для исследования напряженного состояния прозрачных моделей

a – при плоской поляризации света; *б* – при круговой (циркулярной) поляризации света; 1 – источник света; 2 – поляризатор; 3 – пластинка четверть-волны; 4 – модель; 5 – анализатор; 6 – экран. F – силы, действующие на модель; R – разность хода лучей; R_m – разность хода лучей, возникающая в модели; λ – длина волны света

сательное напряжение, в нем возникает искусственное (или временное) двойное лучепреломление. Оно состоит в том, что величина показателя преломления и соответственно скорость распространения световых колебаний становятся зависящими от направления распространения света и положения плоскости, в которой происходят колебания электрического вектора, т. е. плоскости поляризации света. В том случае, когда модель становится оптически анизотропной, колебания плоскополяризованного света, попав в какую-либо точку модели, разлагаются на два луча, на две взаимно перпендикулярные компоненты, которые колеблются по направлениям главных осей эллипсоида показателей преломления, лежащих в плоскости модели. Эти два луча распространяются

в модели со скоростями $v_1 = c/n_1$ и $v_2 = c/n_2$, где n_1 и n_2 — главные показатели преломления в этой точке модели. Пройдя модель толщиной d , эти лучи приобретают разность хода

$$R = (n_1 - n_2)d = \Delta n d, \quad (1)$$

где Δn — величина двулучепреломления. Анализатор пропускает только те составляющие колебаний обоих лучей, которые параллельны его плоскости поляризации, при этом в зависимости от разности хода (или разности фаз) между ними они либо усиливают, либо ослабляют друг друга — происходит интерференция.

На изображении модели на экране оказываются видными цветные полосы, соответствующие участкам модели с равной величиной $n_1 - n_2$ или R . Эти полосы называются *изохромами*. Кроме того, на этом изображении видны черные полосы, соответствующие тем участкам модели, в которых одна из плоскостей поляризации параллельна, а другая перпендикулярна плоскости поляризации света, падающего на модель. Эти полосы называются *изоклинами*. При вращении скрещенных поляризатора и анализатора изохромы остаются неизменными, а изоклины меняют свое положение в пространстве. Кроме изоклин существуют еще другие темные участки, сохраняющие свое положение при вращении поляризатора и анализатора. Они соответствуют тем местам модели, где оптическая анизотропия отсутствует ($n_1 - n_2$). Это может быть вызвано либо отсутствием напряжений, либо тем, что имеются только всестороннее растяжение или сжатие. Такие участки называют *изотропными*.

Если для данного материала известна связь между величиной двулучепреломления $\Delta n = n_1 - n_2$ и величиной касательного напряжения $\tau_{\max} = (\sigma_1 - \sigma_2)/2$, то по возникающему в модели двулучепреломлению можно определить значения τ_{\max} , действующие в различных частях модели. Картина изоклин позволяет установить направления главных нормальных напряжений, действующих в плоскости модели.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ОПТИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ, ДЕФОРМАЦИЯМИ И НАПРЯЖЕНИЯМИ

Для перехода от оптических явлений к характеристикам напряженного состояния проводятся специальные исследования материала моделей.

Для твердых оптически активных материалов установлена прямая пропорциональность между разностью хода R и величиной касательных напряжений τ_{\max} :

$$R = B_{\tau} \tau_{\max} d. \quad (2)$$

Вводя в (2) согласно (1) двулучепреломление $\Delta n = R/d$, получаем

$$\Delta n = B_{\tau} \tau_{\max}. \quad (3)$$

При исследовании моделей искомой величиной является τ_{\max} , которая вычисляется по формуле

$$\tau_{\max} = \frac{R}{B_{\tau} d}. \quad (4)$$

Правильность основного эмпирического закона фотоупругости (2) подтверждается многочисленными исследованиями твердых материалов, однако этот закон недостаточно полно раскрывает физический смысл временного двулучепреломления.

В желатиновых студнях, исследовавшихся ранее в работах [655], Д. Н. Осокиной [512, 514] было обнаружено, что соотношения между раз-

ностью хода R и напряжениями τ_{\max} оказываются неоднозначными, тогда как соотношения между разностью хода и упругой деформацией оказываются практически постоянными (рис. 13). Для определения величины τ_{\max} в желатиновых студнях и подобных им материалах было введено дополнение в уравнение (4): вместо величин R и B_{τ} в него были подставлены $R(t)$ и $B_{\tau}(t)$, зависящие от длительности действия напряжений:

$$\tau_{\max} = \frac{R(t)}{B_{\tau}(t)d} \cdot 10^{-7}, \text{ кгсм}^2. \quad (5)$$

Зависимости $R(t)$, $B_{\tau}(t)$, а также модуля сдвига G от времени нагружения приведены на рис. 13.

В вязких материалах: растворах этилцеллюлозы в бензиловом спирте с добавками дибутилфталата и в эпоксидных и глифтамалевых смолах, изучавшихся Д. Н. Осокиной и автором совместно с Г. В. Виноградовым, В. П. Павловым, С. И. Соколовым и Н. А. Щеголевской [521. 715], была обнаружена та же связь двулучепреломления с упругой частью общей деформации. Остаточная деформация в этих материалах не сопровождается заметным двулучепреломлением.

Представление о тесной связи между величиной двулучепреломления и величиной упругой деформации позволяет объяснить многие явления, в том числе явление «замораживания» двулучепреломления и наличие связи между величинами коэффициента B_{τ} и модуля сдвига G .

Для характеристики основной физической зависимости между величинами двулучепреломления Δn и упругой деформации используем коэффициент деформационно-оптической активности B_{ν} :

$$\Delta n = B_{\nu} \gamma_{(I+II)}. \quad (6)$$

Подставив вместо $\gamma_{(I+II)}$ величину τ_{\max} / G получаем

$$\Delta n = \frac{B_{\nu}}{G} \tau_{\max}. \quad (7)$$

Сопоставление (3) с (7) показывает, что коэффициенты B_{ν} и B_{τ} взаимосвязаны:

$$B_{\nu} = B_{\tau} G. \quad (8)$$

В неупругих материалах в силу того, что с напряжениями однозначно связаны как величины Δn , так и скорости остаточной деформации $D = d\gamma_{III} / dt$, можно по величине Δn определять скорость деформации D . Сопоставляя зависимости

$$\Delta n = B_{\tau} \tau_{\max} \quad (9)$$

и

$$\tau_{\max} = \eta_{III} D, \quad (10)$$

находим, что

$$\Delta n = B_D D, \quad (11)$$

где

$$B_D = B_{\tau} \eta_{III}.$$

Рассмотренные соотношения между двулучепреломлением, напряжениями и деформациями не являются единственно возможными. В прозрачных консистентных смазках Г. В. Виноградовым [131] и вводных пастах глины И. В. Поповым [551] были отмечены двулучепреломления, связанные лишь с пластической деформацией.

Наконец, Г. В. Виноградовым, Д. Н. Осокиной и автором в прозрачных мылах наблюдалось двулучепреломление, большая часть которого

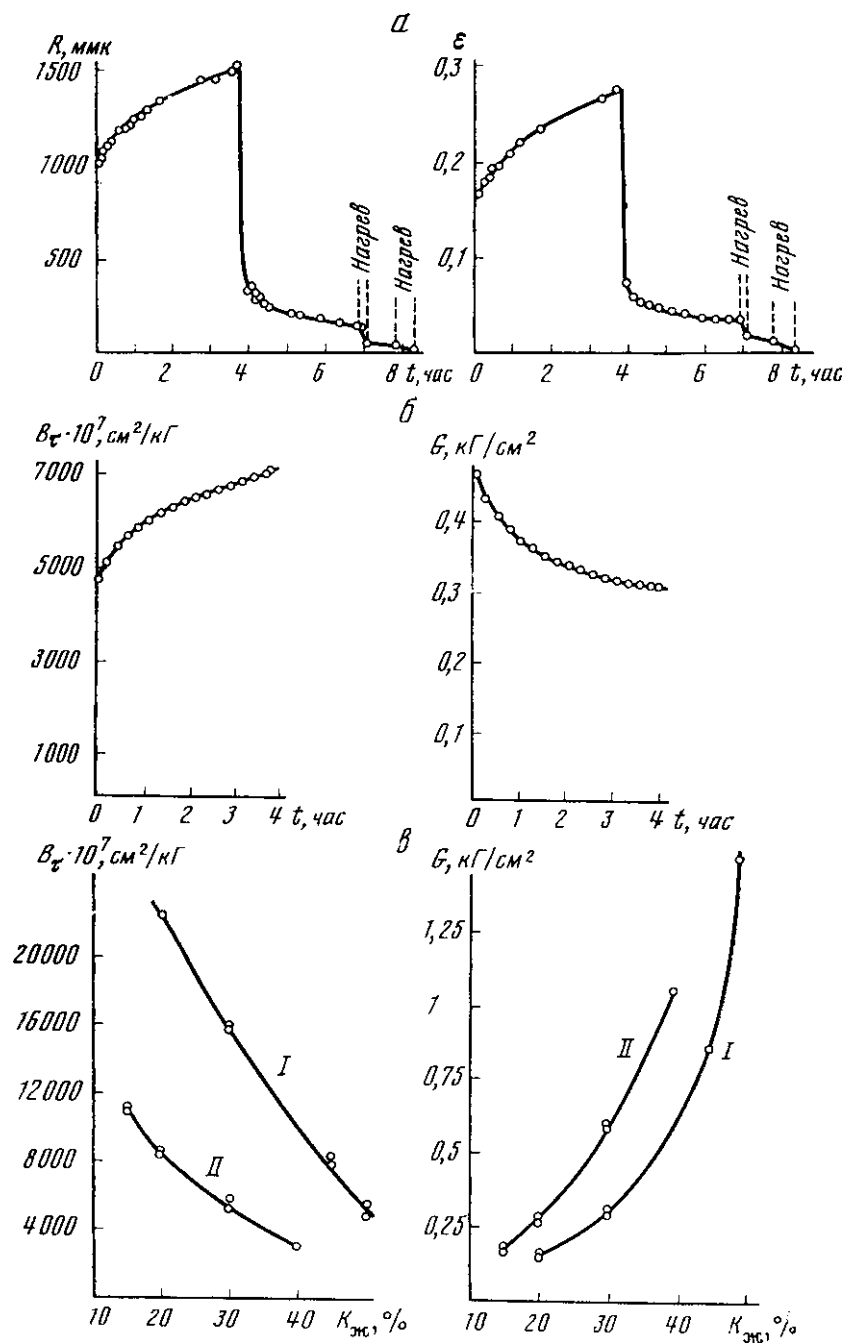


Рис. 13. Поляризационно-оптические свойства желатиновых студней (по Д. Н. Осокиной [512])

a – изменения разности хода R и удлинения ε с течением времени t при постоянных напряжениях (30% желатины, 30% глицерина, 40% воды); *б* – изменение эффективных значений коэффициента оптической активности V_ε и модуля сдвига G с течением времени t при постоянных напряжениях; *в* – изменение эффективных значений V_ε и G через 1–1,5 мин после начала действия напряжений в зависимости от концентрации желатины $K_{жс}$ при 10% глицерина (кривая I) и 45% глицерина (кривая II)

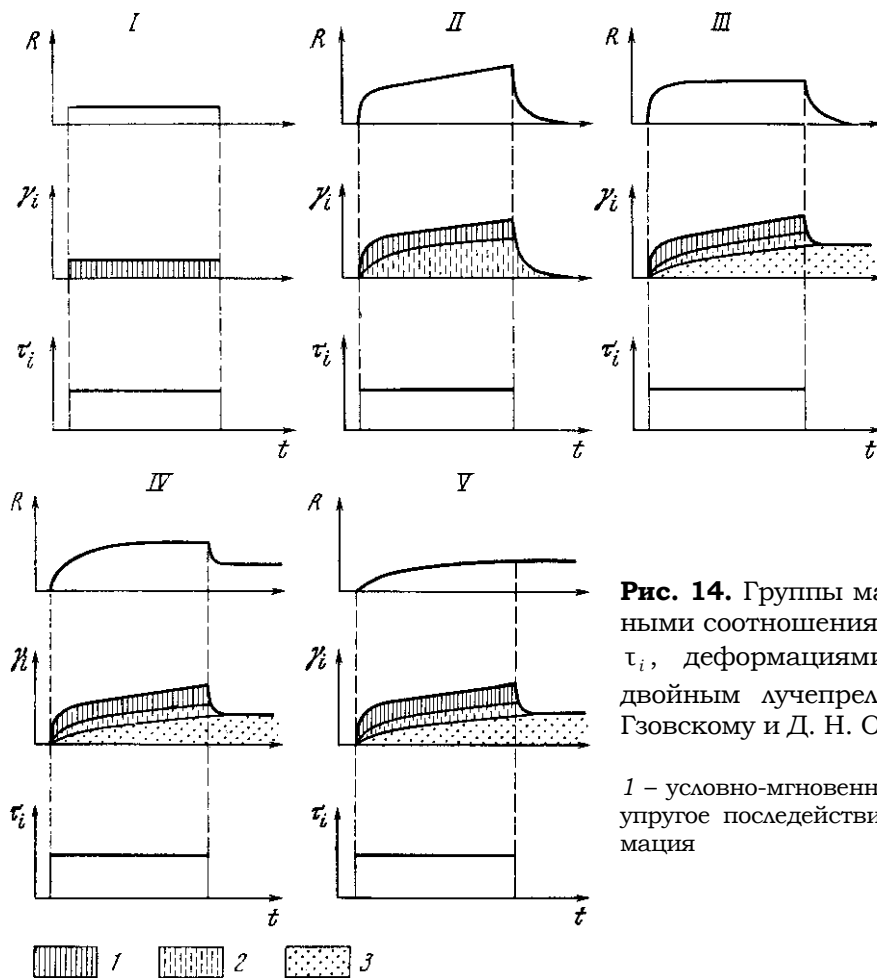


Рис. 14. Группы материалов (I–V) с различными соотношениями между напряжениями τ_i , деформациями γ_i и искусственным двойным лучепреломлением R (по М. В. Гзовскому и Д. Н. Осокиной [212])

1 – условно-мгновенная упругая деформация; 2 – упругое последствие; 3 – пластическая деформация

была связана с пластической деформацией, а небольшая доля — с упругой деформацией.

Сказанное о связи двулучепреломления с деформациями суммировано на рис. 14, где выделено пять групп материалов с различным характером этой связи.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ МОДЕЛЕЙ

Для практического использования соотношений между двулучепреломлением и напряжениями удобно, когда они являются линейными и не зависят от времени. Однако определение напряжений по двулучепреломлению возможно и при более сложных соотношениях, если только они однозначны. Для перехода от двулучепреломления к относительной и абсолютной величине касательных напряжений в моделях для каждого эквивалентного материала нами составлена динамооптическая таблица (рис. 15).

Для определения ориентации осей напряжений в моделях по ориентации осей эллипсоида показателей преломления нами производилось следующее испытание каждого эквивалентного материала. Образец подвергался деформации простого сдвига, при которой максимальные касательные напряжения действуют в направлениях, параллельных и перпендикулярных направлению сдвига. Следовательно, оси макси-

R-разность хода желтых линий натрия, мкм		0		500		1000		1500		2000	
			415	615	768	938	1255	1397	1562	1843	
Наблюдаемая интерференционная окраска (таблица модели 2см)		С	ЖС I	К I	З II	ЖС II	К II	З III	ЖС III	К III	З IV
Штриховка, применяемая на изображении модели											
31,5%-ный раствор этилцеллюлозы МИ-960 в бензиловом спирте при 20° $\nu_T = 95000 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{кг}$	Относительная величина на τ_{max}		0,66	1,0	1,25	1,53	2,03	2,28	2,53	3,0	
	$\tau_{\text{max}}, \text{ Г/см}^2$		2,1	3,2	4,0	4,9	6,5	7,3	8,1	9,6	
	ϕ через 1 мин		1°	3°30'	5°	5°30'	7°	8°30'	9°	10°	11°
30%-ный раствор этилцеллюлозы К-290 в бензиловом спирте при 20° $\nu_T = 61500 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{кг}$	Относительная величина на τ_{max}		0,66	1,0	1,24	1,52	2,04	2,26	2,54	3,0	
	$\tau_{\text{max}}, \text{ Г/см}^2$		3,3	5,0	6,2	7,6	10,2	11,3	12,7	15,0	
	ϕ через 1 мин		7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5

Рис. 15. Динамооптическая таблица по М. В. Гзовскому, Д. Н. Осокиной и И. М. Кузнецовой [214]

С – серая краска; Ж – желтая; К – красная; З – зеленая. I – IV – порядки интерференционных цветов

мальных и минимальных главных нормальных напряжений образуют с направлением сдвига углы по 45° .

Если в материале оси эллипсоида показателей преломления совпадают с направлениями главных нормальных напряжений, изображение образца на поляризационной установке затемняется, когда плоскости скрещенных поляризатора и анализатора располагаются под углом 45° к направлению сдвигания. Если же затемнение наступает при ином угле i между плоскостью поляризации света, падающего на образец, и направлением сдвигания, это означает, что направления осей нормальных напряжений и эллипсоида показателей преломления различаются на угол $\phi = 45^\circ - i$. Величина угла ϕ в исследованных нами материалах доходила до 10° .

Отклонение осей эллипсоида показателей преломления от направлений осей нормальных напряжений должно происходить в тех частях модели, где по мере развития деформации происходит изменение направления осей конечных удлинений. В остальных частях модели, испытывающих только сжатие или растяжение, оси эллипсоида показателей преломления совпадают с направлением осей напряжений. Рассмотренные случаи несовпадения направлений обусловлены, по-видимому, тем, что двулучепреломление непосредственно связано не с напряжениями, а с деформациями, оси которых могут не совпадать по направлению с осями напряжений.

Построение траекторий главных напряжений, действующих в модели в случае, когда оси эллипсоида показателей преломления совпадают с осями напряжений, заключается в следующем. До начала регистрации изоклин проводится юстировка оптической установки. Образец, сжатый вдоль длинной оси, нужно последовательно располагать под разными углами к вертикальной линии и установить при этом такую систему для отсчета поворота скрещенных поляризатора и анализатора, чтобы этот отсчет равнялся углу отклонения длинной оси образца от вертикали. На используемой в нашей лаборатории установке ППУ-4

система отсчета такая, что, глядя на экран вдоль направления распространения света, мы получаем зарисовку изоклин, для обработки которой нужно при построении траекторий отсчитывать наклон главных нормальных напряжений от верхней точки вертикального диаметра окружности против часовой стрелки. При обработке зарисовок и фотографий, сделанных навстречу световым лучам на поляроидной установке с широким рабочим полем, наклон одного из главных нормальных напряжений (равный отсчету на установке) должен откладываться по часовой стрелке от верхнего края вертикального диаметра окружности. Направление второго главного нормального напряжения перпендикулярно первому.

Построение траекторий главных нормальных напряжений. На одном чертеже изображаются все изоклины с различными параметрами, зафиксированные для девяти положений скрещенных поляризатора и анализатора от 0 до 90° через каждые 10° (рис. 16, а). В сложных случаях фиксируются и промежуточные изоклины через 5° . На том же чертеже в стороне от модели нужно из одного центра провести лучи, параллельные всем параметрам изоклин (от 0 до 90°). Затем поверх каждой изоклины наносят прямоугольную сетку, одно из направлений которой параллельно параметру данной изоклины. Эти сетки наносятся приблизительно до середины расстояния между соседними изоклинами (рис. 16, б). Затем непрерывно вдоль направлений сеток через все изображение модели проводятся траектории главных нормальных напряжений. Они постепенно искривляются таким образом, чтобы в точках пересечения изоклин и траекторий линии сеток совпадали с направлениями касательных и радиусов кривизны траекторий (рис. 16, в). В оптически изотропных областях, где касательные напряжения равны нулю, направление главных нормальных напряжений неопределенно, т. е. может быть любым. Эти области распознаются по черной (темносерой) интерференционной окраске, неподвижной при вращении скрещенных поляризатора и анализатора, а также по тому, что в них сходятся изоклины с различными параметрами. Для распознавания каждого из двух семейств траекторий главных нормальных напряжений следует использовать оптический компенсатор. Для этого предварительно устанавливается направление короткой и длинной осей эллипсоида показателей преломления в компенсаторе. В качестве компенсатора удобно использовать сжатую пластинку из твердого оптически активного материала. Обычно в ней направление наибольшего сжатия совпадает с длинной осью этого эллипсоида. Оптический компенсатор располагается рядом с моделью между поляризатором и анализатором таким образом, чтобы одна из осей его эллипсоида показателей преломления совпадала с направлением одного из главных нормальных напряжений, т. е. имела наклон, равный параметру изоклины, проходящей через данную часть модели. Тогда произойдет или повышение, или понижение наблюдаемой интерференционной окраски модели.

Для просветления наблюдаемой части модели изоклина должна быть предварительно уведена из нее поворотом анализатора и поляризатора на 45° . Там, где интерференционная окраска модели повышается после введения компенсатора, направление осей эллипсоида показателей преломления в модели такое же, как и в компенсаторе (которое нам заранее известно). Если компенсатором служит сжатая пластинка, значит направление наибольшего сжатия в модели совпадает с направлением сжатия пластинки. Если же интерференционная окраска понижается, значит направления осей эллипсоида показателей преломления в модели перпендикулярны направлениям одноименных осей компенсатора (при компенсаторе из сжатой пластинки направление наибольшего сжатия в модели перпендикулярно к направле-

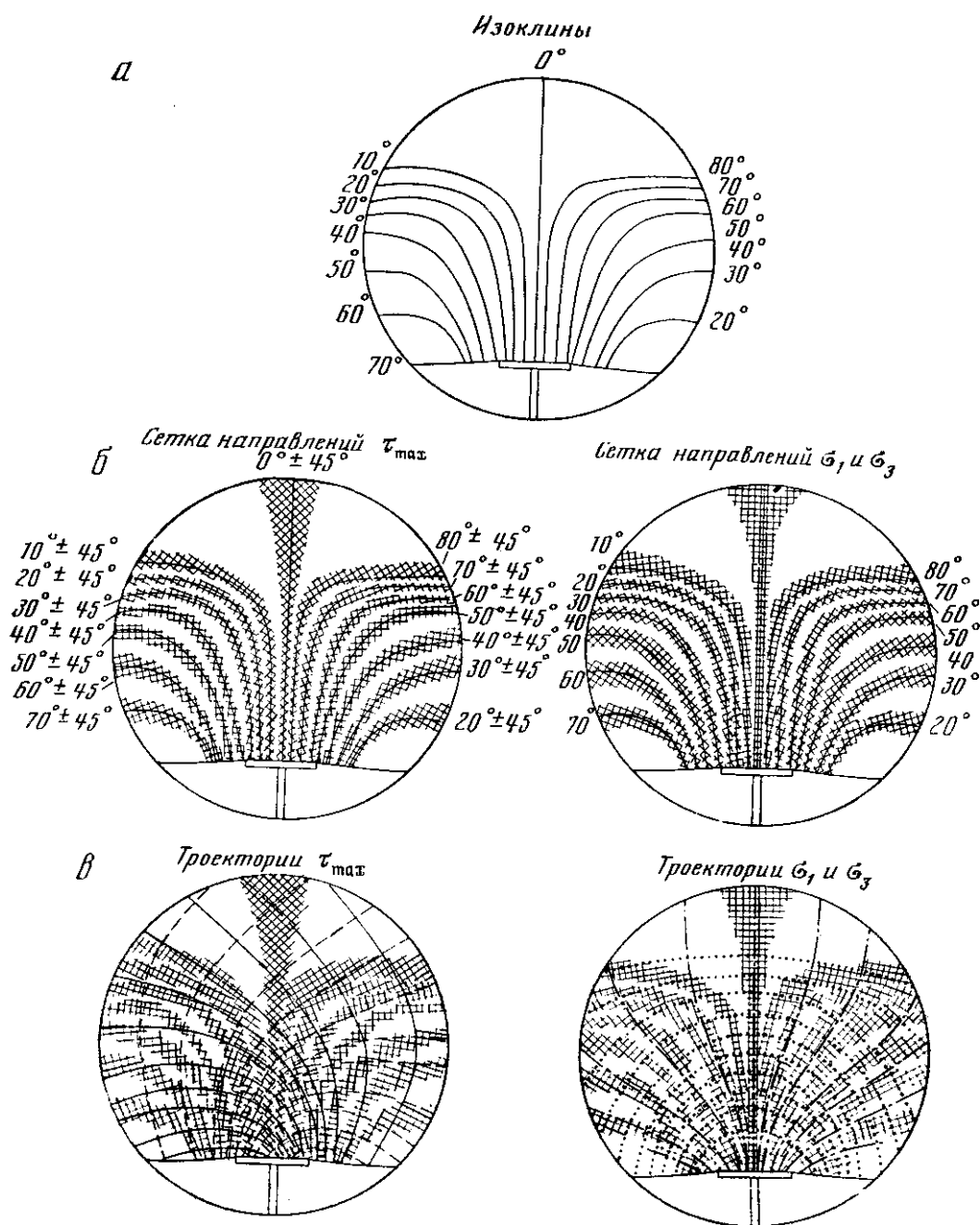


Рис. 16. Схема построений траекторий главных напряжений

a – изоклинические линии; *б* – построение прямоугольных сеток вдоль изоклинических линий; *в* – построение траекторий

нию наибольшего сжатия в пластинке). Обычно направление алгебраически минимальных главных нормальных напряжений в моделях совпадает с длинной осью эллипсоида показателя преломления.

Если компенсатором служит сжатая пластинка, то особенно отчетливые оптические эффекты наблюдаются при изменении силы ее сжатия. Рядом с исследуемым участком модели помещают ненапряженную пластинку-компенсатор, которую постепенно сжимают. В случае совпа-

дения одноименных осей напряжений в пластинке и в модели изохромы будут концентрично расходиться от участков максимумов величины касательных напряжений, т. е. разность хода в любой точке будет увеличиваться. При взаимно перпендикулярном расположении одноименных осей напряжений в модели и пластинке-компенсаторе изохромы будут приближаться к тем же максимумам, т. е. разность хода в любой точке станет уменьшаться.

К свободной поверхности модели траектория одного из главных нормальных напряжений всегда подходит под прямым углом, а другого — по касательной. К трущимся поверхностям траектории главных нормальных напряжений всегда подходят под косым углом, часто под углом 45° . Одноименные траектории не могут пересекать одна другую.

Построение траекторий главных касательных напряжений. После построения траекторий главных нормальных напряжений нужно нанести два семейства взаимно перпендикулярных линий, образующих с ними угол 45° . К свободной поверхности модели линии обоих семейств подходят под углом 45° . К трущимся поверхностям линии одного семейства часто подходят по касательным, а другого — по нормальям.

Для определения наименования каждой траектории касательных напряжений нужно рассмотреть окрестности точки ее пересечения с траекторией алгебраически минимальных (наибольших из сжимающих) главных нормальных напряжений. Если двигаться вдоль траектории алгебраически минимальных напряжений по направлению к такой точке, то к той же точке под углом 45° к этому направлению будут подходить слева траектории левых касательных напряжений, справа — траектории правых касательных напряжений.

Все сказанное о построении траекторий главных напряжений относится к случаям совпадения направлений осей напряжений и осей эллипсоида показателей преломления. Если известно, что такого совпадения нет, то в местах, где можно ожидать поворота осей деформации, величина возможной ошибки в направлении траекторий может достигать величины угла φ . В местах, где ожидается несовпадение направлений из-за наличия деформации простого сдвига, линии сетки наносятся под углом

$$v = i \pm \varphi, \quad (12)$$

где i — параметр изоклины. Знак поправки φ берется в зависимости от направления сдвиговой деформации.

Среди испытываемых моделей из оптически активных материалов выделяются две разновидности — пластичные и упругие — в зависимости от того, какие процессы на них изучаются и соответственно какова величина множителя подобия для времени C_t , в основном определяющая вязкость модели.

Исследование пластичных моделей. Первая разновидность эксперимента — пластическое деформирование исследуемой модели, воспроизводящей весьма длительные и медленные пластические деформации земной коры (C_t порядка 10^{11} — 10^{13}). Пластические деформации модели достигают большой величины. Напряжения и соответствующий им оптический эффект существуют только при непрерывном нарастании деформаций. Если скорость увеличения деформации равна нулю, оптический эффект отсутствует.

Такие модели создаются главным образом из концентрированных растворов этилцеллюлозы в бензиловом спирте и смеси с дибутилфталатом [513, 514, 521]. Данный материал приближенно удовлетворяет условиям подобия для модулей упругости и для коэффициента вязкости (см. табл. 6, рис. 8). Он является первым оптически активным пластичным веществом с механическими свойствами, удовлетворяющими этим

условиям подобия ¹, и относится к числу оптически наиболее активных материалов. Важнейшей особенностью оптических и механических свойств этого материала является однозначность соотношений — прямая пропорциональность с точностью до 1 % — между величиной искусственного двулучепреломления Δn и максимальной величиной действующих касательных напряжений τ_{\max} при одновременном развитии больших пластических деформаций. Многие из известных ранее оптически активных материалов не обладают этой необходимой для нас особенностью физических свойств.

Аналогичные модели могут изготавливаться и из разработанных несколько позднее, но не обладающих лучшими качествами эпоксидных и глифтамалевых смол серии МИХМ-ИФЗ.

Условие подобия (формула (26) из гл. 9) для прочностей C_p во всех моделях из данных материалов не удовлетворяется. Применяя принцип разделения существенных факторов (сепарации) и принцип приближенности моделирования, мы исследуем на таких моделях развитие упругих и пластических деформаций и напряжений. Образование разрывов на них не изучается. Величина касательных напряжений и направление их действия в модели, деформирующейся с заранее заданной скоростью, регистрируется цветной киносъемкой.

Форма модели непрерывно меняется, поэтому для регистрации всех изоклин, относящихся к любой стадии деформации, следует проводить девять испытаний одинаковых моделей. Деформация каждой модели с начала и до конца снимается киноаппаратом при одном из девяти положений скрещенных поляризатора и анализатора. Это дает возможность для любой стадии деформации модели иметь все девять изоклин. На участках, где деформация близка к простому сдвигу, траектории главных нормальных напряжений проводятся по направлению, равному параметру изоклины i плюс угол φ .

Модели из концентрированных растворов этилцеллюлозы обычно имеют толщину около 2 см и устанавливаются между двумя параллельными стеклами. Деформация таких моделей плоская, а напряженное состояние — трехосное. Модель для ослабления трения о стекло смазывается вазелиновым или касторовым маслом, или бензиловым спиртом.

Исследование упругих моделей. Вторая разновидность эксперимента связана, с моделированием кратковременных процессов — типа явлений, вызывающих землетрясения. Для них множитель подобия времени C_t порядка единицы. Согласно условиям подобия (формула (21) из гл. 9) такие модели должны иметь модули упругости порядка одного или десятых долей $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и вместе с тем очень высокую вязкость — от 10^{13} до 10^{18} *пз*. Лучшими из известных материалов, свойства которых приближаются к этим требованиям, являются студни желатины и ацетилцеллюлозы. Возможно также испытание моделей из сополимеров полиэфиров с полистиролом. Как и растворы этилцеллюлозы, эти материалы не удовлетворяют условиям подобия прочности.

При указанном множителе подобия времени длительность эксперимента совпадает с продолжительностью развития упругого последействия. Поскольку оптический эффект в студнях желатины, как показала Д. Н. Осокина [512], вызывается всей упругой деформацией, включая последействие, разность хода в течение всего эксперимента непрерывно изменяется во времени, несмотря на постоянство напряжений. Поэтому для суждения о величине касательных напряжений по интерференционным окраскам необходимо производить регистрацию цветов спустя вполне определенное время после начала действия напряжений.

¹ В работе [265] охарактеризованы свойства других пластичных оптически активных материалов, которые не могут быть использованы при моделировании тектонических явлений, так как не удовлетворяют нашим условиям подобия.— *Прим. автора.*

В результате специального исследования Д. Н. Осокина установила, что коэффициент оптической активности $B_{\tau(t)}$ желатиновых студней может считаться одной и той же функцией времени во всем диапазоне изучаемых напряжений. Зная кривую изменений $B_{\tau}(t)$ во времени (см. рис. 13), можно по разности хода $P(t)$ (зная толщину модели d) определить величину максимальных касательных напряжений

$$\tau_{\max} = \frac{R(t)}{B_{\tau}(t)d}. \quad (13)$$

Вследствие непрерывного увеличения упругих деформаций на протяжении всего времени эксперимента модули упругости таких моделей ставятся в зависимость от того, через сколько времени после начала действия напряжений будет проводиться регистрация оптического эффекта.

Существенное упрощение испытаний моделей данного типа может быть достигнуто за счет уменьшения периода релаксации последействия Θ_{II} в желатиновых студнях. При таком изменении кинетики деформации разность хода $R(t)$ должна быстро достигать практически постоянной величины, сохраняющейся в течение всего эксперимента. Период релаксации студней может быть изменен в результате добавления в раствор различных кислот, щелочей и солей. Предварительные эксперименты показали, что желатиновые студни, сохраняя свою прозрачность уменьшают период релаксации, если желатину растворять в растворах KJ , Na_2SO_4 и мочевины $CO(NH_2)_2$.

Деформируемые модели из желатиновых студней обычно имеют толщину около 2 см. Они располагаются между двумя параллельными стеклами или поддерживаются одним стеклом. В последнем случае деформация модели трехосная, а напряженное состояние плоское. Для уменьшения трения о стекло модели смазываются глицерином или касторовым маслом.

Оптическая активность моделей. При моделировании геологических явлений модели обычно деформируются внешними силами, направленными снизу вверх или в горизонтальном направлении. Очень часто задаются не величины внешних сил, а величины и скорости деформаций на границах моделей. Возникающие в моделях напряжения в значительной мере определяются собственным весом и поэтому, как правило, невелики. В соответствии с условиями подобия касательные напряжения большей частью имеют величину порядка единиц и десятков долей Γ/cm^2 , что заставляет предъявлять к эквивалентным материалам требование высокой оптической активности. Для получения в моделях нескольких изохроматических полос при касательных напряжениях в $1 \Gamma/cm^2$ разность хода должна быть близка к границе цветов II и III порядков, т. е. около 1000 мк. Коэффициент оптической активности B_{τ} , следовательно, должен быть порядка десятков тысяч брьюстеров.

К определению обязательной оптической активности можно подойти и по-другому. В горных породах и моделях упругие деформации сдвига должны быть меньше 0,01, так как иначе происходит условно-мгновенное разрушение. Из уравнения (6) следует, что при такой максимальной деформации двулучепреломление Δn связано с коэффициентом оптической активности B_{ν} соотношением

$$\Delta n = 10^{-2} B_{\nu}. \quad (14)$$

Значит, для получения в модели толщиной в 1 см, при напряжениях, соответствующих условно-мгновенной прочности горных пород, разности хода R около 1000 нм = 10^{-4} см, нужно, чтобы коэффициент B_{ν} был порядка 10^{-2} . Из формулы (8) известно, что $B_{\tau} = B_{\nu}/G$; модуль сдвига G в моделях по условиям подобия порядка 1—10 $\kappa\Gamma/cm^2$. Так, для B_{τ} получаем величину порядка 10^{-2} или $10^{-3} \text{ см}^2/\kappa\Gamma$; 1 брьюстер = $0,98 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\kappa\Gamma$,

следовательно B_{τ} должен иметь величину в десятки — сотни тысяч брьюстеров.

Таким образом, материалы для моделирования геологических явлений, эквивалентные горным породам, должны удовлетворять требованиям, определяющим не только механические, но и динамооптические свойства моделей. Механические и оптические свойства материалов, обладающих оптической активностью и обычно применяемых при моделировании в технике, не удовлетворяют перечисленным требованиям. Поэтому для исследования напряженного состояния моделей геологических объектов потребовалось разработать новые оптически активные материалы. У этих материалов коэффициент оптической активности B_{τ} должен быть не ниже определенной величины

$$B_{\tau} \geq \frac{550}{P_{1\tau} C_p}, \quad (15)$$

которая зависит от прочности $P_{1\tau}$ моделируемого объекта и множителя подобия прочности C_p . Формула (15) является своеобразным дополнительным условием подобия, относящимся к оптическим свойствам модели.

III

ФИЗИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ЗАДАЧИ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Изучая геологию того или иного района, мы всегда обнаруживаем большую неравномерность распределения различных тектонических деформаций и крупных разрывов, которая относится к их распространению, ориентированности в пространстве и времени возникновения. Такая неравномерность распространения разрывов отчасти связана с изменениями литологического состава отложений. Однако весьма часто она четко выражена в литологически одинаковых и разновозрастных породах и обусловлена неоднородностью механических условий в земной коре. Эта неоднородность проявляется настолько резко, что тектонические разрывы в близко расположенных участках (на расстоянии в 5—10 км и менее один от другого) по-разному ориентированы в пространстве, имеют различный характер и возраст. Причем это наблюдается не только в случаях принадлежности участков к разным тектоническим зонам, отличающимся по истории развития, но и в пределах каждой элементарной тектонической зоны [175].

В качестве примера можно указать на изучавшийся автором Сомхетско-Ганджинский антиклинорий Малого Кавказа, сложенный мезозойскими вулканогенными и осадочными породами, в котором установлены радиальные и концентричные разрывы типа раздвигов (термин применяется в соответствии с определением В. В. Белоусова [45]), широтные взбросы с поднятыми северными крыльями и широтные взбросы с поднятыми южными крыльями, меридиональные сбросы с западными опущенными крыльями и меридиональные сбросы с восточными опущенными крыльями, сдвиги и другие по характеру и ориентировке разрывы (рис. 17).

Наглядным примером неравномерности в распределении и ориентировке разрывов может служить Эмбинский район. Подобных примеров можно привести множество, и все они подтверждают заключение о большой неоднородности условий образования разрывов в земной коре.

Анализ структурной обстановки в участках развития разрывов позволяет устанавливать связь между разрывами и другими структурными элементами земной коры (складками, антиклинориями, антеклизмами и др.). Связь выражается в приуроченности разрывов к определенным частям структурных элементов и в наличии зависимости ориентировки разрывов от ориентировки других структурных элементов. В приведенном примере (рис. 17) легко усмотреть наличие связи разрывов как с элементами отдельных частных антиклиналей, так и с обширной областью общего поднятия антиклинория.

Для разведочной практики и прогноза землетрясений особенно важно знание закономерностей образования разрывов, связанных с поднятиями в земной коре. Наиболее ясно эти закономерности проявляются на антиклинальных складках.

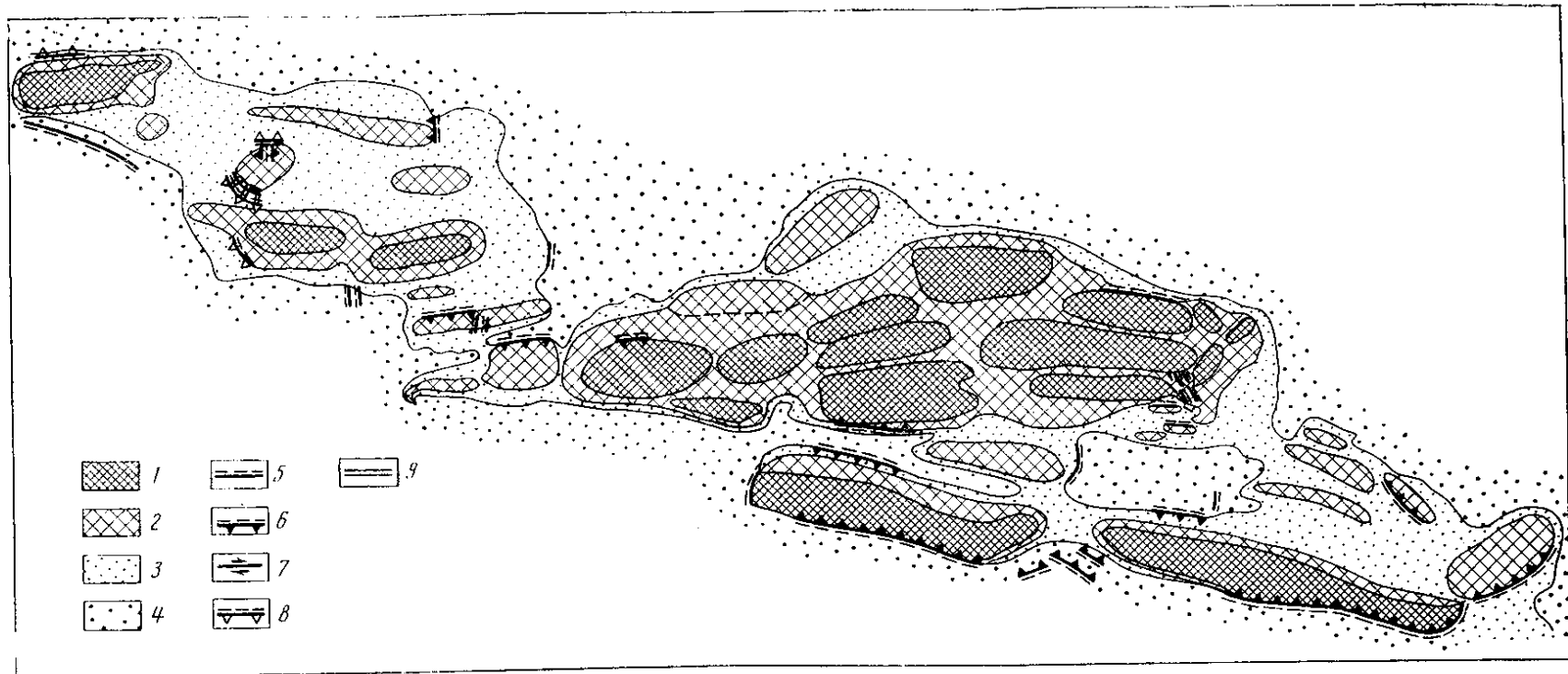


Рис. 17. Схема современной структуры осложненного разрывами Сомхетско-Ганджинского антиклинория

1 – структурно наиболее поднятые участки; 2–3 – участки, занимающие в структурном отношении промежуточное положение; 4 – структурно наименее поднятые участки; 5 – вертикальные сбросы; 6 – наклонные взбросы; 7 – сдвиги; 8 – поддвижки; 9 – раздвижки. Прерывистыми линиями отмечены относительно опущенные крылья; треугольники указывают направление падения поверхностей разрывов

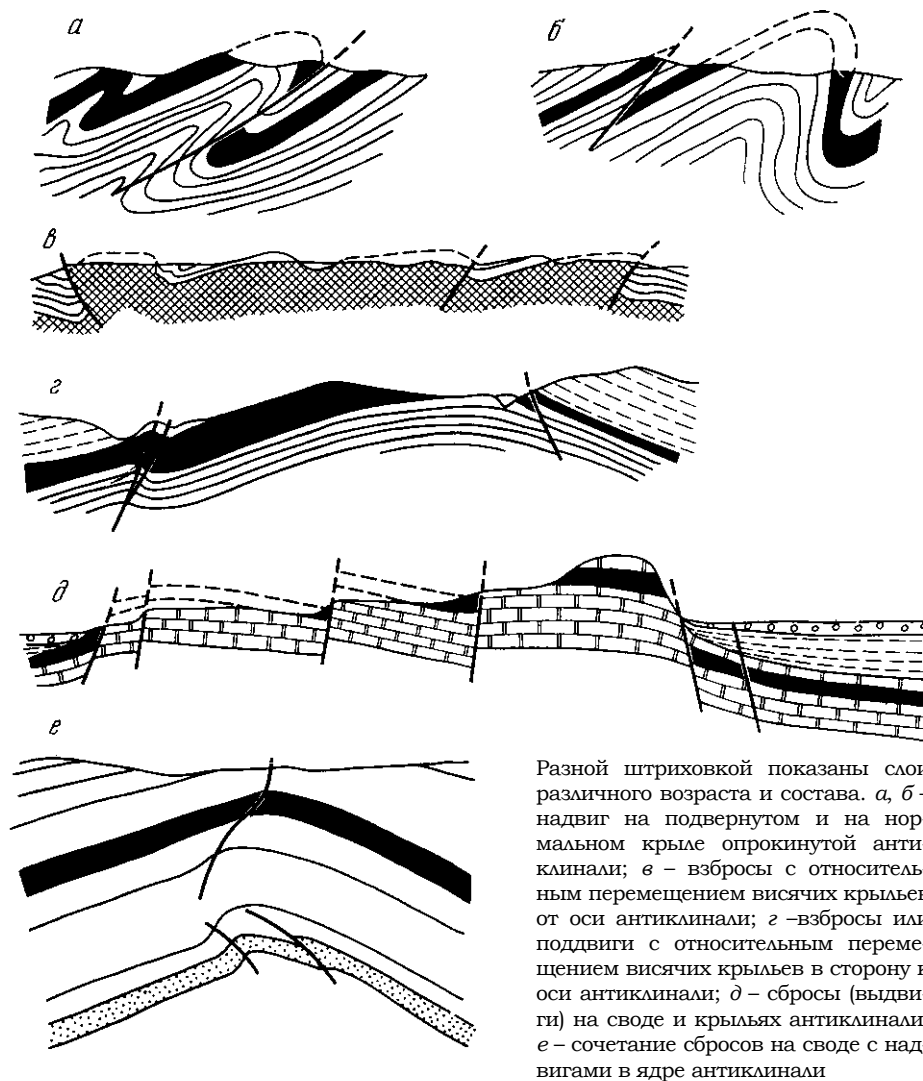


Рис. 18. Схемы наиболее типичных случаев расположения тектонических разрывов, осложняющих антиклинальные складки (разрезы вкрест простирания конкретных складок)

Первоначальным и самым простым путем изучения закономерностей распространения разрывов являлись попытки описания формальных соотношений между разрывами и складками. Этот путь использован почти во всех руководствах по структурной геологии. Он способствует обобщению фактов и правильной постановке основных вопросов. Однако существо связи разрывов со складками этим методом вскрывается недостаточно. Формальное сопоставление позволяет установить большое число вариантов осложнения антиклиналей разнообразными разрывами: надвигами, выдвигами¹, сбросами, подвигами, сдвигами, которые вытягиваются или вдоль, или поперек, или наискось к оси складки (рис. 18). Разрывы могут концентрироваться на подвернутых и нормальных крыльях, а также на сводах складок. Сходные по геометрическим формам складки бывают осложнены совершенно разными разрывами.

¹ Под «выдвигом» подразумевается разрыв, лежащее крыло которого испытывало абсолютное поднятие и поэтому оказалось приподнятым по сравнению с висячим крылом.— Прим. автора.

Следовательно, формальное сопоставление складок с разрывами недостаточно для четкого эффективного прогноза разрывов.

Чтобы в каждом конкретном случае указывать наиболее вероятный тип сочетания разрывов со складками, необходимо установить причины появления разных сочетаний. Для этого нужно, во-первых, выяснить, каковы условия, необходимые для появления разрыва; во-вторых, установить, каким образом в процессе развития складок и других тектонических нарушений создаются эти условия. Вопрос о непосредственных причинах возникновения каждого разрыва был подробно рассмотрен в гл. 7, в которой сформулировано комплексное представление о прочности. Описанные в ней соотношения между разрывами и напряжениями создают принципиальную возможность решения задач двух типов.

Задача первого типа (прямая) — по известным в каждой точке пространства напряжениям определить ориентировку и тип разрывов, которые могут возникнуть вследствие действия этих напряжений. Решение таких задач в принципе вполне возможно. Однако сейчас их можно решать лишь приближенно, так как точно не установлено, под каким именно углом к направлению действия алгебраически наименьших главных нормальных напряжений будут располагаться поверхности скалывания в каждой из горных пород при различной величине всестороннего сжатия. Кроме того, еще не установлено, в каких условиях напряженного состояния, т. е. при каких соотношениях растягивающих нормальных и касательных напряжений каждая из горных пород разрушается путем отрыва или путем скалывания. Экспериментальное изучение зависимости типов разрушения горных пород от напряженного состояния является одной из наиболее важных физических задач, связанных с изучением закономерностей образования тектонических разрывов.

Задача второго типа (обратная) — по наблюдающимся разрывам в каждой точке пространства реконструировать ориентировку осей напряжений, породивших эти разрывы. Пути решения задач второго типа рассматриваются ниже.

Выше мы констатировали неравномерность распределения разрывов в земной коре, которая во многих случаях не может быть объяснена влиянием одного литологического фактора. Поскольку причиной возникновения разрывов следует считать действие напряжений, нельзя не сделать вывода о неравномерности распределения напряжений в земной коре. Констатируя наличие тесной связи между разрывами и другими структурными элементами земной коры (складками и антиклинориями, антеклизами и др.), мы должны также сделать вывод о том, что неравномерность распределения напряжений в земной коре связана с развитием ее структурных элементов.

Совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры, может быть названа тектоническим полем напряжений [177]. В свете большого числа разнообразных фактов существование тектонических полей напряжений очевидно. Спорными могут являться лишь методы их изучения, способы описания, классификации и характеристики.

Итак, мы попытались дать обоснование и определение представления о тектонических полях напряжений, которое считается нами весьма важным для развития методов прогноза тектонических разрывов. Принимая это представление, следует констатировать необходимость исследований в двух направлениях: 1) надо изучать закономерности распределения напряжений, связанных с развитием различных структурных элементов земной коры, т. е. нужно изучать типы тектонических полей напряжений; 2) следует развивать методы использования полей напряжений при решении различных геологических и геофизических проблем. Обе задачи должны разрешаться на базе обширного геологического материала с применением геологических и физических методов исследования.

Для выявления основных типов тектонических полей напряжений прежде всего должны изучаться характерные природные объекты. Геологическими методами могут исследоваться те поля, которые имели место в прошлом. Это возможно путем соответствующей интерпретации складок и других деформаций в горных породах и тектонических разрывов. Современные поля напряжений можно будет обнаружить при помощи геофизических и специальных тектонофизических методов (см. также гл. 33).

Области с повышенными значениями касательных напряжений в настоящее время оконтуриваются благодаря тому, что внутри них находятся скопления гипоцентров землетрясений. Энергию и повторяемость землетрясений в будущем можно будет использовать для оценки интенсивности этих напряжений. Существующие методы интерпретации сейсмограмм, зарегистрированных на станциях, расположенных вокруг эпицентра, дают возможность определить азимут и угол падения поверхности разрыва и направления смещения его крыльев, так как причиной землетрясения являются смещения крыльев разрыва. Перечисленные характеристики многих разрывов достаточны для выяснения направления главных напряжений графическим методом, рассматриваемым ниже.

Существует и другая принципиальная возможность выявления современных и древних тектонических полей напряжений. В исследуемом районе определяются тип деформаций земной коры и величина градиента скорости тектонических движений. Знание типа деформации позволяет предвидеть качественные особенности распределения напряжений на разных глубинах, если заранее известно, какое поле напряжений свойственно данному типу деформации. Величина градиента скорости тектонических движений может быть использована для выяснения вероятной величины напряжений в характерных участках поля. Такие определения станут возможными после того, как будет зарегистрирован ряд примеров природных полей напряжений.

Кроме изучения природных объектов, следует теоретически решать задачи, связанные с распределением напряжений, сопровождающих развитие различных структурных элементов земной коры. Однако во многих случаях теоретическое решение может оказаться невозможным или чрезвычайно сложным в математическом отношении. Кроме того, теоретическое решение всегда связано с рядом гипотез и упрощений, допустимость которых требует проверки.

Для замены и контроля теоретических решений, а также для проверки и развития выводов, основанных на геологических наблюдениях, совершенно необходимо производить моделирование полей напряжений и вызываемых ими разрывов.

Для обобщения результатов полевых наблюдений, постановки теоретических задач и проведения опытов на моделях большое значение имеет правильная характеристика механизма формирования складок и других тектонических нарушений. Имеется большое число данных, свидетельствующих о существовании различных механизмов образования складок. Упомянувшееся выше наличие различных типов сочетания разрывов с морфологически одинаковыми складками обусловлено существованием разных полей напряжений, связанных с образованием морфологически сходных складок, а это можно объяснить лишь тем, что механизм формирования сходных складок бывает иногда различным [177].

Рассматривая механизм образования каждой складки, необходимо различать основной ведущий механизм ее формирования как единого целого и механизмы дополнительных осложнений, связанных прежде всего со слоистым строением осадочного покрова. Основной и дополнительные механизмы характеризуются способом приложения внешних сил к деформируемому объему в земной коре, закономерностью распределения напряжений внутри этого объема и особенностями его деформации.

Основной ведущий механизм образования складки в слоистой толще создает общее распределение напряжений, как бы наложенное на слоистость и не зависящее от нее. Такое общее распределение напряжений можно назвать общим полем напряжений. Оно определяет расположение главных разрывов, рассекающих различные пачки слоев. С дополнительными деформациями отдельных слоев или их пачек связаны дополнительные осложнения общего поля напряжений. Такие местные искаженные участки общего поля, приуроченные к отдельным слоям и их пачкам, будем называть внутрислойными полями напряжений. Последние обуславливают возникновение внутрислойных систем мелких разрывов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Геологические методы изучения тектонических полей напряжений должны применяться для того, чтобы более полно обнаруживать закономерности распределения напряжений, связанных с развитием структуры отдельных участков земной коры.

При помощи геологических методов прежде всего следует устанавливать характеристику морфологии структуры выбранного участка и подробно описывать его геологическую историю: колебательные движения, осадконакопление, складкообразование и формирование разрывов. Историю развития участка нужно рассматривать на фоне более крупной области, в которую он входит.

Основная задача, разрешаемая на следующей стадии исследования, заключается в реконструкции того поля напряжений, которое было связано с развитием структуры рассматриваемого участка. Как правило, напряжения, сопровождавшие развитие структуры участка, в настоящее время уже отсутствуют. Поэтому судить о них приходится по тем пластическим деформациям и разрывам, которые были с ними связаны и в настоящее время могут наблюдаться.

При изучении поля напряжений сперва следует установить характеристики напряжений во многих отдельных точках в течение определенных промежутков времени, а затем уже выявлять закономерность изменения напряжений от точки к точке и с течением времени.

Анализ пластической деформации, как известно, позволяет наметить ориентировку трех взаимно перпендикулярных осей деформации: оси наибольшего удлинения A (или ε_1), оси наибольшего укорочения C (или ε_3) и средней оси B (или ε_2). Принимая определенные меры предосторожности против ошибочных заключений, оси деформаций можно сопоставить с направлениями соответствующих им осей алгебраически максимальных (σ_1), минимальных (σ_3) и промежуточных (σ_2) главных нормальных напряжений [216]. В результате может быть установлена ориентировка в пространстве осей главных нормальных напряжений.

Восстановить абсолютную величину напряжений, обусловивших пластические деформации, очень сложно, так как с величиной напряжений связана не величина относительной пластической деформации, а ее скорость.

В результате сопоставления величины относительных пластических деформаций в разных точках одного поля напряжений, возникших благодаря одной причине и действовавших в течение одного промежутка времени, возможна приблизительная сравнительная оценка величины максимальных касательных и нормальных напряжений. Однако такие определения величины напряжений могут быть ошибочными, а часто просто невозможны. Поэтому приходится считать, что, используя пластические деформации, можно восстановить лишь ориентировку осей

напряжений. После специального изучения деформируемости горных пород в условиях различного всестороннего давления в будущем, вероятно, можно будет по характеру пластической деформации в самой общей форме судить о всестороннем давлении (сжатие или растяжение), при котором происходило деформирование.

Анализ тектонических разрывов, как уже отмечалось, позволяет выяснить ориентировку осей напряжений. Для этого прежде всего необходимо выяснить механический тип каждого разрыва, т. е. отнести его к категории сколов или отрывов. Если это невозможно, то разрыв не может быть использован для изучения напряжений, обусловивших его возникновение.

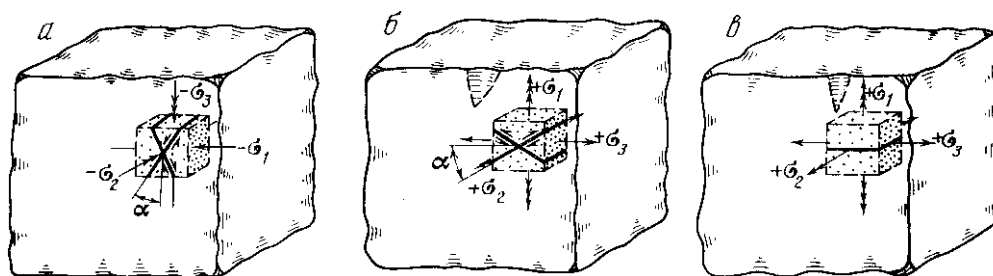


Рис. 19. Схема расположения разрывов по отношению к осям напряжений

a – расположение поверхностей скальвания при сжимающем характере всех главных нормальных напряжений; *б* – расположение поверхностей скальвания при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений; *в* – расположение поверхностей отрыва при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений. α – угол скальвания; $+\sigma_1, +\sigma_2, +\sigma_3$ – наибольшее, среднее и наименьшее главные растягивающие напряжения; $-\sigma_1, -\sigma_2, -\sigma_3$ – наименьшее, среднее и наибольшее главные сжимающие напряжения

Отрывы, как известно, перпендикулярны направлению наибольших растягивающих напряжений. Сколы развиваются по двум сопряженным направлениям. Поэтому в поле должна быть установлена возможность отнесения различных систем поверхностей скальвания к сопряженным парам. Сопряженность трещин скальвания двух направлений может устанавливаться по их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направления смещения, постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района, аналогичному и одновозрастному минеральному заполнению.

Направление пересечения двух сопряженных поверхностей скальвания совпадает с направлением оси промежуточных, главных нормальных напряжений (σ_2). Остальные две оси делят пополам углы между системами сколов и перпендикулярны оси σ_2 (рис. 19).

Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) совпадает с направлением биссектрисы того угла между сопряженными поверхностями скальвания, в котором лежит участок, смещавшийся в сторону к линии пересечения трещин. В момент образования сопряженных поверхностей скальвания эта ось напряжений представляла собой биссектрису острого угла между ними.

Третья ось напряжений, перпендикулярная первым двум, является направлением действия алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1 , т. е. наибольших из растягивающих (или наименьших из сжимающих, если растягивающих напряжений в данной точке нет).

Графический метод восстановления ориентировки осей напряжений по трещинам, разработанный автором, заключается в следующем. Сперва на стереографической сетке либо фик-

сируются элементы залегания отдельных сопряженных поверхностей скальвания, которые подлежат интерпретации, либо составляется точечная диаграмма трещиноватости определенного возраста, и на ней обычным путем выявляются максимумы.

Для реконструкции осей напряжений можно пользоваться не обычной стереографической сеткой, а сеткой, изображенной на рис. 20, а. Она получается из поперечной равноугольной азимутальной проекции сферы (сетки Вульфа) или азимутальной поперечной равновеликой проекции Ламберта (сетки В. Шмидта), если экваториальную линию расположить вертикально и от нижнего конца этой линии против часовой стрелки написать азимуты падения, а углы падения отметить вдоль экваториальной линии, начиная с ее верхнего конца (0°) вплоть до центра сетки (90°). На эту сетку накладывается восковка с заметкой на северной ее стороне. Для нанесения элементов залегания каждой трещины на сетку нужно, вращая восковку, совместить сделанную на ней заметку с цифрой азимута падения на сетке и, отсчитав угол падения вдоль вертикальной линии сетки, поставить точку на этой линии. Данная точка представляет собой проекцию на горизонтальную плоскость точки пересечения верхней полусферы (изображаемой сеткой) с линией восстания плоскости, проходящей через центр сферы и имеющей одинаковые элементы залегания с рассматриваемой трещиной (рис. 20, б) ².

При определении положения осей напряжений через выбранные максимумы диаграммы трещиноватости или точки, которые отражают ориентировку отдельных разрывов, проводятся проекции больших кругов. Для этого точки поочередно помещаются на вертикальную линию, и на восковку с сетки поднимаются проекции тех кругов, на которые накладываются точки (рис. 20, б — з). Затем точки пересечения проекций больших кругов соединяются с центром диаграммы. Противоположные концы проекций одних и тех же больших кругов соединяются диаметрами, проходящими через центр диаграммы. Диаметры проводятся лишь до точек их пересечения с проекциями больших кругов. В итоге каждый максимум и каждая поверхность отдельного разрыва оказываются наглядно изображенными в виде плоскости, проходящей через центр диаграммы. На все эти плоскости мы смотрим как на карту, т. е. как бы сверху вниз. Север находится в верхней части чертежа. Каждый диаметр представляет собой линию простирания соответствующей плоскости (рис. 20, д). Для большей наглядности плоскости покрываются штриховками (рис. 20, е).

Выбрав на основании упоминавшихся выше признаков две плоскости, которые с большей или меньшей степенью уверенности можно считать сопряженными поверхностями скальвания, линию их пересечения назовем осью промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 . Обозначим проекцию точки пересечения этой оси с верхней полусферой σ_2 (рис. 20, е). Помещаем точку σ_2 на верхнюю половину вертикального диаметра сетки и, отсчитав от нее вниз 90° , поднимаем проекцию большого круга, который является плоскостью, перпендикулярной к оси σ_2 . В этой плоскости лежат остальные две оси напряжений (рис. 20, ж). Их положение легко найти, разделив пополам углы между рассматриваемыми двумя плоскостями скальвания (рис. 20, з). Теперь, используя величину угла между плоскостями скальвания и данные о направлении перемещения по ним, мы должны установить, какая из двух последних осей связана с алгебраически максимальными (σ_1) и какая с алгебраически минимальными (σ_3) главными нормальными напряжениями (рис. 20, и).

² Для анализа круто падающих разрывов и трещин, широко распространенных в горных породах, целесообразнее пользоваться изображением плоскостей нарушений в виде проекций их нормалей, так как вертикальные плоскости, характеризующиеся разными азимутами простирания, имеют одно общее направление линии восстания.— *Прим. ред.*

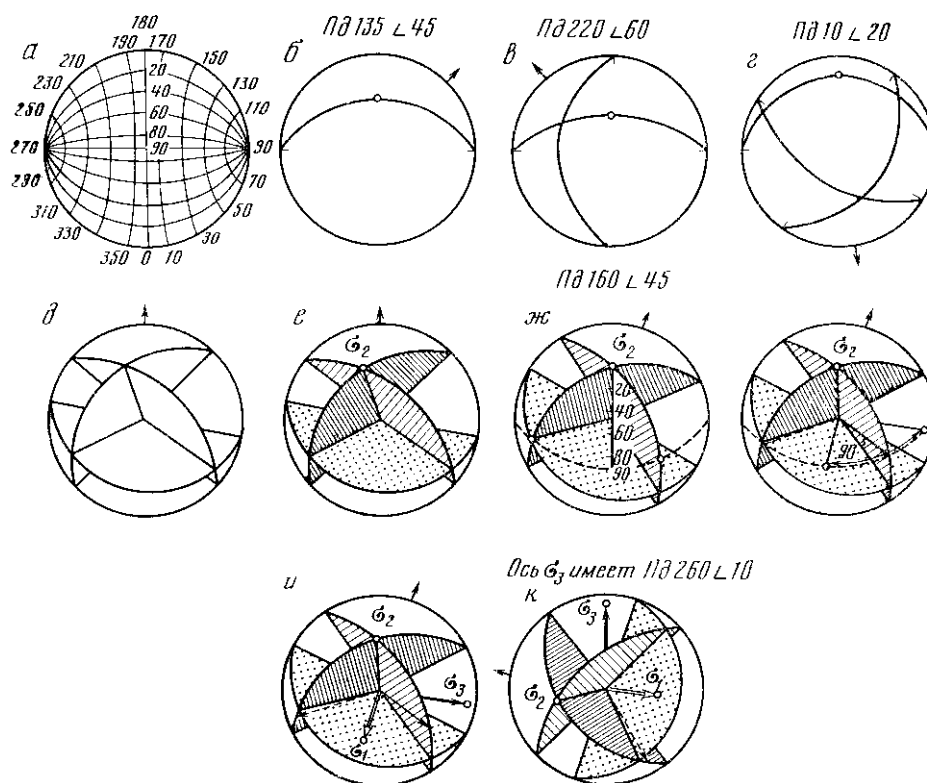


Рис. 20. Последовательные стадии (а—к) графического установления ориентировки осей напряжений по сопряженным поверхностям скальвания (пояснения в тексте)

Ориентировку каждой оси можно определить, совместив ее проекцию с верхней частью вертикального диаметра сетки. Пометка северной стороны воскровки совпадает при этом с написанной на окружности сетки цифрой азимута падения, а точка пересечения оси с полусферой ложится на вертикальном диаметре сетки на цифру, указывающую угол падения оси (рис. 20, к).

Плоскости трещин, не используемых при реконструкции осей напряжений, могут сохраняться на диаграмме (рис. 20, з—к) для полноты характеристики трещиноватости рассматриваемого участка.

Следует подчеркнуть, что графический метод позволяет лишь выяснить среднюю ориентировку трещин в пространстве и установить направление осей напряжений, если на основании упоминавшихся выше признаков уже установлено, какие системы трещин можно считать сопряженными. Графическим методом установить сопряженность трещин невозможно.

Для того чтобы установить знаки главных напряжений, нужно путем сопоставления наблюдаемых деформаций и разрывов с известными особенностями деформирования и разрушения тех же пород при сжатии и растяжении решить, при каком всестороннем давлении образовались данные разрывы (т. е. при сжатии или при растяжении). Если сделан вывод о возникновении разрывов в результате сжатия, то ось наибольшего сжатия представляет собой направление действия алгебраически минимального отрицательного главного напряжения. Если признано, что разрыв возник при растяжении, ось алгебраически максимального нормального напряжения является направлением наибольшего растяжения, т. е. положительного напряжения.

Прежде чем использовать величину угла между трещинами для определения наименования осей напряжений, необходимо заранее установить, не испытала ли порода конечные пластические деформации после образования трещин. Если таких деформаций не было, направление действия алгебраически минимальных напряжений совмещается с биссектрисой острого угла между трещинами. Если же возможность конечных пластических деформаций после образования трещин не исключена, вопрос об ориентировке σ_1 и σ_3 остается открытым или весьма предположительно решается по совокупности различных данных по соседним точкам и на основе общих представлений о тектонике данного участка.

Полевое изучение разрывов. При выяснении ориентировки осей напряжений по тектоническим разрывам следует в особую группу выделять разрывы, совпадающие с ослабленными поверхностями или направлениями с уменьшенными прочностями, т. е. нарушения, совпадающие со слоистостью, сланцеватостью или более древними разрывами. Такие сколы или отрывы могли отклоняться от основных направлений разрушения материала и поэтому неудобны для точного установления ориентировки осей напряжений. Однако полностью отказываться от их интерпретации не следует³.

Величина перемещения по разрыву, количество нарушений, а также некоторые их морфологические особенности могут в будущем стать признаками для оценки относительной величины действовавших напряжений. Однако до экспериментов с породами следует считать, что по разрывам мы можем уверенно устанавливать ориентировку осей напряжений. В меньшем числе случаев и менее уверенно по разрывам можно судить о характере всестороннего давления, при котором происходило разрушение (сжатие или растяжение). Для повышения надежности последних заключений необходимо провести изучение морфологических особенностей разрушения горных пород в широком диапазоне напряженных состояний и времени действия последних.

Тектонические разрывы, используемые для реконструкции напряжений, удобно делить на следующие категории: весьма крупноамплитудные смещения (более 1000 м), крупноамплитудные смещения (от 1000 до 100 м), среднеамплитудные смещения (от 100 до 10 м), мелкоамплитудные смещения (от 10 м до 10 см) и трещины (смещения менее 10 см).

Разрывные смещения с амплитудой более 10 м наблюдаются далеко не везде и часто могут обладать неясным для нас залеганием и направлением перемещения. Сопряженные разрывы при этом также не везде устанавливаются. Поэтому такие разрывные смещения не всегда бывают удобны для реконструкции напряжений. Мелкоамплитудные разрывные смещения встречаются обычно группами и включают сопряженные системы. Их залегание и направление перемещения легко поддаются изучению; благодаря этому они весьма удобны для изучения напряжений.

Тектонические трещины обладают большим преимуществом по сравнению с другими категориями разрывов в том отношении, что они развиты повсеместно. Однако направление перемещения по трещинам удается устанавливать далеко не всегда.

Итак, опираясь на следы деформаций, наблюдаемые внутри пород, на макроскопические результаты пластических деформаций, выраженные изменениями мощностей и складками, и, используя разрывы различных категорий, мы в принципе можем устанавливать вид напряженного

³ Разработанный в последнее время О. И. Гуценко метод анализа смещений по трещинам и разрывам [275, 276] позволяет использовать такие нарушения при реконструкции ориентировок осей напряжений. Данный метод сводится к анализу закономерностей распределения всей совокупности смещений по исследуемым нарушениям и дает возможность не только восстанавливать направления действия σ_1 , σ_2 , σ_3 , но и характеризовать соотношение их величин.— *Прим. ред.*

состояния пород и ориентировку осей напряжений почти в любой точке земной коры. Развитие и совершенствование методов таких определений требуют прежде всего специальных физических исследований, о содержании которых уже говорилось выше.

Как показала практика, сложные взаимоотношения между разными разрывами, наблюдаемые в отдельных точках, бывают связаны с теми изменениями, которые происходят в поле напряжений с течением времени. Изучение таких последовательных изменений напряжений в каждой точке весьма интересно и важно. Показателем относительного возраста разрывов часто могут служить не только их геометрические взаимоотношения, но и минералы, заполняющие их швы.

Все сказанное об изменениях ориентировки осей напряжений в пространстве и времени показывает, с какой осторожностью следует применять статистический метод обработки трещин. Трещины прежде всего нужно описывать на обнажениях, изучать и картировать. Изучению подлежат морфология трещин, перемещения по ним, их относительный возраст, минеральное заполнение, связь с породами и многое другое. Статистическая обработка должна применяться лишь к трещинам одного типа и возраста, развитым в пределах одного структурно однородного участка и в одних и тех же породах. Если поступать именно так, то диаграммы трещиноватости большей частью получаются простыми и легко поддающимися расшифровке в интересующем нас плане. Статистическое обобщение данных для нескольких участков обычно приводит к весьма сложным диаграммам, которые трудно расшифровывать. Поэтому следует внимательно относиться к выделению участков и составлять каждую диаграмму только для одного участка.

В связи с вопросом об интерпретации сложных диаграмм трещиноватости следует упомянуть один частный случай расположения поверхностей скалывания по отношению к осям напряжений. Как уже говорилось, в общем случае при различных значениях всех трех главных нормальных напряжений скалывание происходит только вдоль двух площадок, параллельных оси средних главных нормальных напряжений, так как максимальные касательные напряжения действуют под углом 45° только между осями наибольших и наименьших главных напряжений.

Особое расположение трещин скалывания оказывается возможным при так называемом осесимметричном напряженном состоянии, т. е. тогда, когда два из трех главных нормальных напряжений равны между собой. В этом случае максимальные касательные напряжения действуют в направлении всех площадок, наклоненных под углом 45° к третьей оси главных напряжений (неравных двум первым) и образующих в совокупности как бы конус, окружающий третью ось.

При таком напряженном состоянии одинаково возможно образование сколов вдоль многочисленных и различно ориентированных площадок, образующих некоторый постоянный угол α с третьей осью напряжений. Данная ось является или осью наибольшего сжатия (если усилие в этом направлении сжимающее), или осью наибольшего растяжения (если в этом направлении усилие растягивающее). Если третье главное напряжение сжимающее, то угол при вершине конуса острый, в противоположном случае — тупой.

Рассмотренный частный случай интересен тем, что при его изучении может показаться, будто на диаграмме трещиноватости изображено большое число пар трещин скалывания, для каждой из которых нужно предполагать особое расположение осей напряжений. На самом же деле разнообразно ориентированные трещины, искусственно разделенные на отдельные пары, возникали при одном и том же напряженном состоянии.

Результаты определения характера напряжений в каждой точке должны быть нанесены на карту, а также могут изображаться на профилях. Обобщение этих материалов и их сопоставление с тектоникой райо-

на позволяют выделять отдельные поля напряжений, связанные со структурными элементами разного порядка, вплоть до внутрислойных, и намечать основные этапы в развитии полей напряжений.

ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Автор производил детальное изучение хорошо обнаженной Главной Каратауской зоны разрывов, где левое сдвиговое перемещение вдоль нее считалось установленным достаточно достоверно.

На юго-западном крыле этой зоны, сложенном смятыми в складки осадочными породами среднего палеозоя, автор не нашел следов сдвигового перемещения. Все произведенные наблюдения свидетельствовали о взбросовом перемещении по разрыву. На северо-восточном крыле, которое сложено однообразными кристаллическими сланцами протерозоя, мелкая интенсивная складчатость и связанная с ней трещиноватость, обусловленные каледонскими тектоническими движениями, также не подтверждают сдвигового перемещения. Более молодые тектонические нарушения представлены здесь сетью крупных вертикальных трещин и мелкоамплитудных разрывных смещений, тянущихся в различных направлениях на большие расстояния и хорошо отраженных на аэрофотоснимках. Эти трещины рассматривались предыдущими исследователями в качестве верхнепалеозойских и связывались с левыми сдвиговыми перемещениями по основному шву нарушения и по ответвляющемуся от него крупному разрыву, ограничивающему поле выходов кристаллических сланцев с северо-востока.

Для того чтобы проверить предположение, что сдвиговые перемещения по основным разрывам являются причиной возникновения указанной сети крупных трещин, было сделано следующее. Сперва мы построили то поле напряжений, которое должно было бы иметь место в случае, если бы в пределах зоны разрывов во время возникновения трещин происходила деформация сдвига. Поэтому оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений были построены под углом 45° к направлению сдвига. Направление поверхностей скальвания намечено под постоянным углом скальвания α (меньшим 45°) по отношению к осям алгебраически минимальных главных напряжений. Таким образом, траектории наибольших из сжимающих напряжений σ_3 в этом случае были бы направлены наискось к простиранию Главной Каратауской зоны разрывов, как это показано на рис. 21, а.

Затем с аэрофотоснимков на карту были подняты линии выходов всех трещин и разрывных смещений (рис. 21, б). В поле было выяснено, что они залегают вертикально. На снимках в отдельных местах видно направление перемещения по разрывам. Эти перемещения подтверждают, что оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений в данном участке совпадают с биссектрисами острых углов между сопряженными поверхностями скальвания. Поэтому, используя величину угла между трещинами, удалось реконструировать траектории (направления действия) алгебраически минимальных главных напряжений (рис. 21, в). Эти траектории ориентированы главным образом строго перпендикулярно простиранию Главной Каратауской зоны разрывов. Направление их совершенно не похоже на то, которое было бы в случае деформации сдвига⁴. Отсутствие кулисообразности в расположении трещин также свидетельствует об отсутствии деформации сдвига.

Таким образом, благодаря реконструкции тектонического поля напряжений выяснилось, что крупные трещины, пересекающие метаморфи-

⁴ Однозначность вывода, сделанного автором на основании построенного им поля напряжений, нуждается в дальнейшем подтверждении. — *Прим. ред.*

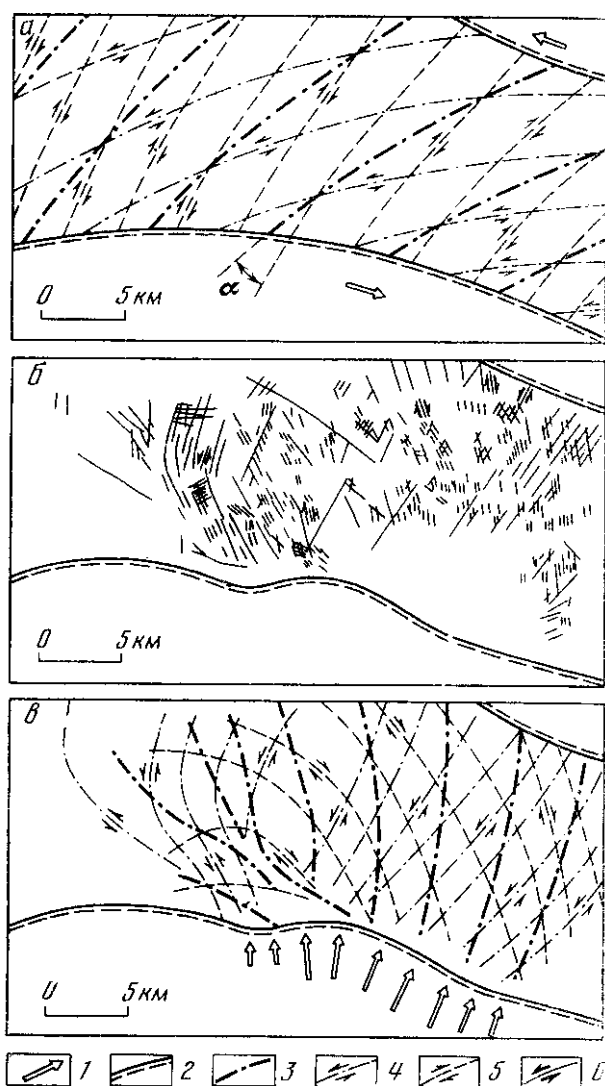


Рис. 21. Использование тектонического поля напряжений для выяснения направления действия активных усилий, вызвавших образование крупных трещин в северо-восточном крыле Главной Каратауской зоны разрывов

1 – предполагаемые активные усилия; 2 – крупные тектонические разрывы, ограничивающие изучавшийся участок; 3 – траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ; 4 – траектории вертикальных поверхностей скальвания с левым горизонтальным направлением перемещения; 5 – траектории вертикальных поверхностей скальвания с правым горизонтальным направлением перемещения; 6 – наблюдаемые на аэрофотоснимках линии выходов вертикальных поверхностей скальвания. α – угол скальвания

ческие породы на северо-восточном крыле Главной Каратауской зоны разрывов, не могут свидетельствовать о сдвиговом перемещении вдоль него.

В качестве второго примера рассмотрим одну из крупных антиклиналей, расположенных в том же районе хр. Каратау. Поскольку было установлено, что распределение напряжений на всех крупных антиклиналях данного района в общем одинаково, ниже будет описана только одна антиклиналь. Ее ядро сложено песчаниками и глинистыми сланцами силура и девона, смятыми в мелкие крутые изоклинальные складки. На крыльях и своде этой крупной антиклинали залегают красноцветные песчаники и конгломераты и покрывающие их карбонатные породы верхнего девона, а также известняки нижнего карбона (рис. 22). Антиклиналь изучалась автором совместно с И. В. Александровым и М. С. Пичугиным.

На своде антиклинали в фаменских и турнейских отложениях в качестве типичных и наиболее распространенных разрывов были установлены мелкоамплитудные крутые сбросы и параллельные им крупные трещины со сбросовым перемещением. В прослоях тонкослоистых доломитов здесь местами развиты мелкие дисгармоничные складки с шарнирами, параллельными линиям падения слоев.

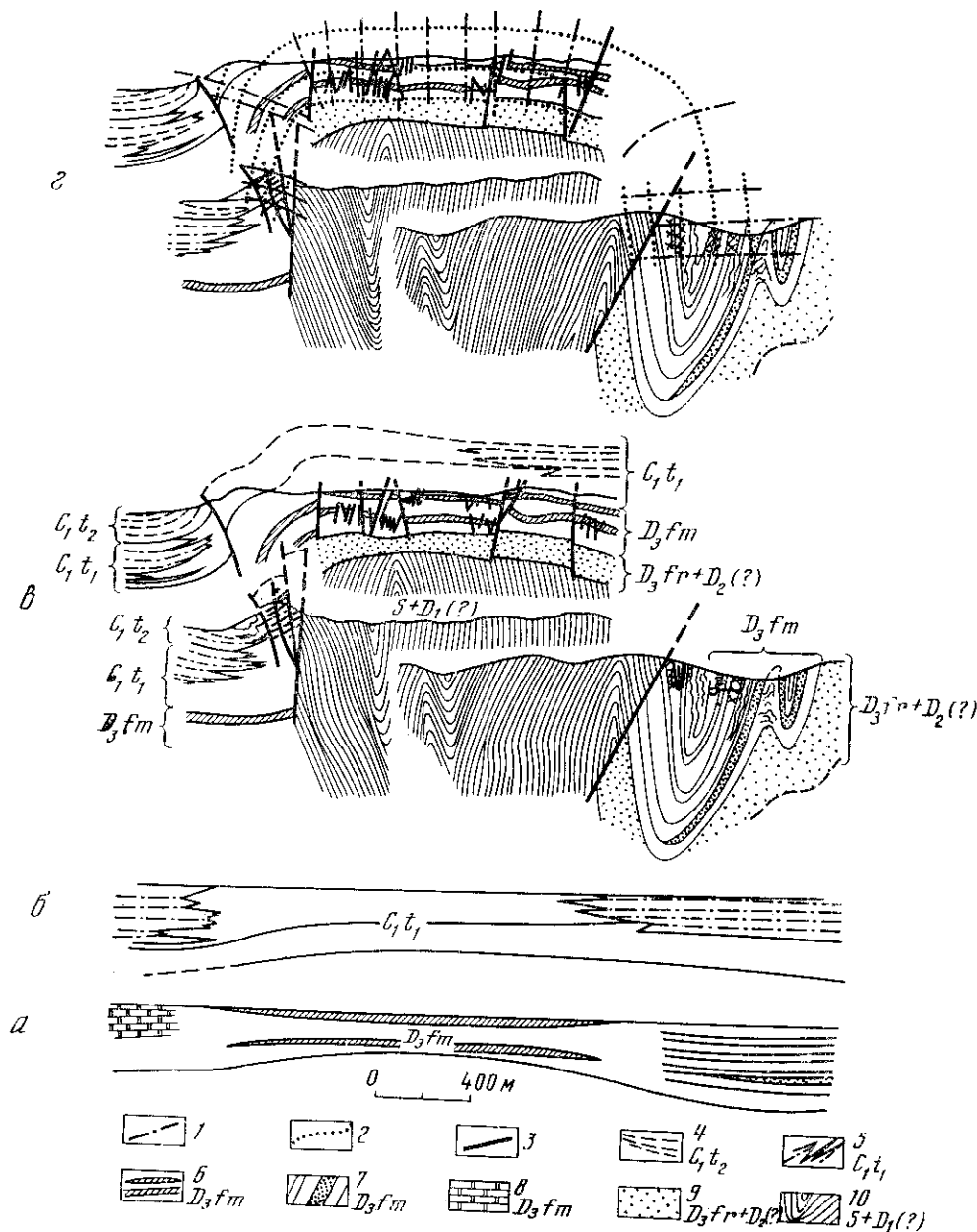


Рис. 22. Реконструированное геологическими методами тектоническое поле напряжений, связанное с развитием крупной антиклинальной складки (вертикальный масштаб равен горизонтальному)

а – изменения фаций и мощностей фаменского яруса, обусловленные зарождением антиклинали; *б* – изменения фаций и мощностей нижней части турнейского яруса, обусловленные развитием антиклинали; *в* – окончательная структура антиклинали, сформировавшаяся к концу верхнего палеозоя; *г* – реконструированные по разрывам и мелким складкам траектории главных нормальных напряжений. 1 – траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений; 2 – траектории алгебраически максимальных главных нормальных напряжений; 3 – тектонические разрывы; 4 – верхнее турне – тонкослоистые алевритистые известняки и глинистые сланцы; 5 – нижнее турне – тонкослоистые алевритистые известняки (штрих-пунктир) и массивные известняки и доломиты (белые места); 6 – фаменский ярус – фация весьма мелководных грубообломочных известняков и доломитов с прослоями песчаников и конгломератов; 7 – фаменский ярус – фация тонкослоистых глинистых известняков с прослоями песчаников и известняковых конгломератов; 8 – фаменский ярус – фация тонкослоистых доломитов с прослоями известняков и примесью алевритного материала; 9 – франкий ярус и средний девон (?) – красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты; 10 – нижний девон (?) и сидур – граувакковые песчаники и глинистые сланцы

На северо-восточном крутом крыле антиклинали широко развита дополнительная дисгармоничная складчатость и на большое расстояние прослеживается крупный, падающий на юго-запад, крутой взброс, по которому ядро антиклинали поднято по отношению к крылу. Мы не будем останавливаться на весьма интересной и сложной трещиноватости в пределах крыла и ограничимся лишь указанием на господство горизонтального положения оси наибольшего сжимающего главного напряжения и вертикального положения оси наименьшего сжатия (и даже растяжения в отдельных прослоях). Эта же ориентировка осей напряжений реконструируется и по дополнительной складчатости.

Крутое юго-западное крыло антиклинали осложнено взбросами, падающими на северо-восток. По ним ядро антиклинали надвинуто на ее юго-западное крыло. Среди разрывов выделяются многочисленные мелкоамплитудные ранние взбросы и более поздний крупный, почти вертикальный взброс. Кроме того, наблюдаются весьма пологие, почти горизонтальные крупные трещины. Восстановленные по разрывам оси наибольшего сжатия горизонтальны, оси наименьшего сжатия вертикальны.

Устанавливая по разрывам и мелким складкам положение осей напряжений в карбонатной толще верхнего девона и нижнего карбона в различных частях антиклинали, можно реконструировать поле напряжений, показанное на рис. 22, г. Это поле характеризуется тем, что в общем алгебраически минимальные главные напряжения на своде поднятия действовали в вертикальном направлении и создавали здесь сбросы, а на крыльях они действовали в горизонтальном направлении и порождали взбросы с движением масс от оси поднятия, а также весьма пологие разрывы.

Таково общее поле напряжений. На его фоне внутри отдельных прослоев устанавливаются местные внутрислойные поля напряжений, значительно отличающиеся от общего. Так, например, на своде, где алгебраически минимальные главные напряжения в общем вертикальны, в пачках тонкослоистых доломитов развиты мелкие дисгармоничные складки, созданные в результате действия горизонтально направленных алгебраически минимальных главных сжимающих напряжений.

На северо-восточном крыле антиклинали на фоне общего сжатия материала отмечаются отдельные прослои, испытывавшие растяжение в вертикальном направлении. Направление действия алгебраически максимальных напряжений в этих слоях совпадает с их общей ориентировкой в пределах данного крыла, но знак этих напряжений обратен их знаку в общем поле.

Таким образом, необходимо различать общее и дополнительные внутрислойные поля напряжений.

История геологического развития этой антиклинали разделяется на три основных этапа. В течение первого этапа — в силуре, нижнем и среднем девоне — происходило накопление мощной толщи песчаников и глинистых сланцев. Во втором этапе — верхнем девоне и нижнем карбоне — одновременно с накоплением осадков началось поднятие антиклинали. На месте ее свода формировались особые, наиболее мелководные фации отложений или же возникали временные области слабого размыва (рис. 22, а, б). На третьем этапе, начавшемся во второй половине нижнего карбона (визе), происходил общий подъем большой территории целого антиклинория, в состав которого входит рассматриваемая антиклиналь. По-видимому, в это время особенно быстро поднимались антиклинали, с которых грубообломочный материал сносился в прилежащие синклинали. Рост рассматриваемой антиклинали в течение третьего этапа сопровождался формированием дополнительных мелких складок и упоминавшихся выше разрывов. Затем в результате широкого развития крупных крутопадающих разрывов эта антиклиналь превратилась в горст, а смежные с ней синклинали — в грабены.

История развития антиклинали в совокупности с геологическими данными о строении и истории развития соседних областей позволяет придти к выводу о том, что деформация карбонатных пород верхнего девона и карбона происходила вследствие подъема нижележащих песчано-глинистых отложений, образующих ее ядро. Предполагая такой характер деформации карбонатных пород, мы должны связывать образование антиклинали с поперечным изгибом карбонатной толщи и приписывать последнему реконструированное выше поле напряжений. Механическая правдоподобность последнего заключения не очевидна и должна быть проверена путем моделирования антиклиналей поперечного изгиба.

В полевых условиях было установлено, что после возникновения перечисленных продольных разрывов, по которым были реконструированы напряжения, происходило образование мелких поперечных и диагональных нарушений типа сбросов, взбросов и сдвигов, которые могут быть связаны лишь с совершенно другим, новым распределением напряжений.

После реконструирования напряжений, действовавших в земной коре, осталось невыясненным большое число вопросов:

- 1) правдоподобна ли связь реконструированного поля напряжений с действием именно вертикальных сил, предположенных на основании различных геологических данных;
- 2) могли ли одновременно образовываться сбросы, наблюдающиеся на своде, и взбросы, развитые на крыльях антиклинали;
- 3) возможны ли постепенные переходы сбросов во взбросы по мере их углубления в земную кору;
- 4) в каком направлении развивались разрывы: сверху вниз или снизу вверх;
- 5) нужно ли связывать поперечные разрывы, так же как и продольные, с поднятием антиклиналей?

Как эти, так и многие другие вопросы легко разрешились бы, если бы характеристика тектонического поля напряжений была более достоверной и полной.

Первые попытки теоретического рассмотрения поля напряжений, сопровождающего поперечный изгиб, предпринимались автором в 1947 г. в связи с изучением тектоники Малого Кавказа ⁵. В 1951 г. В. Хафнер [804] опубликовал результаты расчета такого поля напряжений. Однако решить перечисленные вопросы на основании подобных попыток не представляется возможным.

Следует отметить, что распределение трещин на платформенных поднятиях, описанных Е. Н. Пермяковым [537], не совпадает с распределением разрывных смещений и трещин на поднятиях, изучавшихся нами в геосинклинальной области. Проведенные Е. Н. Пермяковым опыты были поставлены без учета условий подобия. Поэтому мы не могли распространить выводы Е. Н. Пермякова на интересовавшие нас объекты.

Сказанное выше показывает, что одними геологическими методами мы не в состоянии решать все интересующие нас вопросы, касающиеся распределения напряжений в земной коре. Поэтому возникает необходимость применения метода моделирования ⁶.

⁵ Доклады на Ученом совете Московского геолого-разведочного института.— *Прим.автора.*

⁶ Теоретическое рассмотрение поля напряжений, возникающего в слое при деформировании по схеме поперечного изгиба, было выполнено впоследствии в ряде работ, обзор которых приведен в [252]. См. также [253, 699].— *Прим. ред.*

ВЫВОДЫ

Непосредственной причиной образований тектонических разрывов следует считать достаточно длительное действие напряжений определенной величины. В зависимости от вида напряженного состояния и механических свойств горных пород возникающие разрывы могут относиться к числу отрывов или сколов и по-разному ориентироваться в пространстве.

Распределение напряжений, связанных с развитием определенных структурных элементов земной коры, характеризует поле тектонических напряжений, т. е. совокупность напряжений, действующих внутри некоторой области земной коры и появившихся в связи с развитием ее определенного деформационного структурного элемента.

Восстановление поля тектонических напряжений делает возможным предсказание характера ориентировки разрывов и перемещений по ним в любой точке известного поля. В дальнейшем следует переходить к изучению типичных тектонических полей напряжений и к выявлению признаков, позволяющих предсказывать тип поля в каждом конкретном случае.

Рассматривая механизм образования каждой складки, нужно различать основной ведущий механизм ее формирования как единого целого и механизмы дополнительных осложнений, связанных прежде всего со слоистым строением осадочного покрова. Как основной, так и дополнительный механизмы характеризуются определенным способом приложения внешних активных и реактивных сил к некоторому объему пород внутри земной коры, закономерным распределением напряжений внутри этого объема и особенностями деформации слагающих его пород.

Основной механизм определяет общие черты поля напряжений, контролирующие образование крупных разрывов, пересекающих различные литологические комплексы, которые слагают деформируемый участок земной коры. Дополнительные механизмы определяют дополнительные (приуроченные к отдельным прослоям и литологическим комплексам) местные осложнения общего поля напряжений, благодаря которым развиваются «внутрислойные» системы разрывов.

Изучение тектонических полей напряжений должно производиться на основе комплексного использования различных методов. Ведущее значение принадлежит геологическим методам реконструкции полей напряжений, имевших место в прошлом при развитии типичных структурных элементов земной коры. Нужно подчеркнуть необходимость расширения работ по изучению геологических данных о закономерностях распределения напряжений и образования разрывов на типичных природных объектах, имеющих практическое значение.

Поскольку одних геологических исследований недостаточно для выяснения закономерностей распределения напряжений в земной коре, большое значение имеют теоретические расчеты и моделирование полей напряжений и тектонических разрывов.

Г. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

ГЛАВА 12

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ РАЗРЫВОВ

В геотектонике пока еще не выработано достаточно строгой системы понятий и терминов, связанных с разрывами, несмотря на то, что разрывы играют важную роль в теории и практике, так как они сильно влияют на поисковые, разведочные и эксплуатационные работы на месторождениях полезных ископаемых. От правильного понимания современного развития разрывов многое зависит в оценках сейсмической опасности, которые определяют стоимость крупных строительных работ на значительной части территории нашей страны.

С тектонической точки зрения разрывом является зона, в которой прерывается и обязательно смещается некоторый структурный элемент, причем этот перерыв сопровождается физическим разрушением горных пород, т. е. прекращением взаимодействия между ионами и атомами кристаллической решетки, находящимися на разных сторонах этой зоны.

Используя электронный микроскоп, можно видеть разрывы в кристаллах, смещающие пакеты слоев кристаллической решетки. При этом 1 см фотографии соответствует 1 мк, т. е. увеличение составляет 10^4 раз. Рассматривая шлифы горных пород в оптическом микроскопе с увеличением до 10^2 , мы также видим разрывы и смещения зерен и прожилков. В образцах и обнажениях пород визуально наблюдаются прерывающие мелкие слои разрывы — трещины, которые изображаются нами в масштабе $1 : 1 = 10^0$. На аэрофотоснимках, детальных и региональных геологических картах разрывами считаются нарушения, прерывающие крупные слои и соизмеримые с ними тела и поверхности. Они изображаются на чертежах с уменьшением от 10^{-3} до 10^{-6} раз. Наконец, рассматривая Землю на картах полушарий с уменьшением 10^{-8} раз, мы снова различаем разрывы длиной в несколько тысяч километров, обрезающие значительные части материков, прерывающие и смещающие такие крупные и сложно построенные структурные элементы, как, например, Срединно-Атлантический хребет. Прекрасно выраженные разрывы такой величины известны в восточной части Тихого океана.

Итак, говоря о разрывах, геологи имеют дело с объектами, величина которых изменяется от соизмеримых с земным шаром до сопоставимых с крупными молекулами. Несмотря на очевидные большие различия физических и геологических причин возникновения, разрывы разной величины обладают поражающим геометрическим сходством морфологии, что указывает на существование у них некоторых общих особенностей формирования.

Лишь немногие тектонические разрывы выглядят сейчас как разрывы в буквальном смысле слова, т. е. в виде щелевидных полостей. В большинстве случаев эти полости заполнены или обвалившимися в них обломками окружающих пород, или минеральными зернами, выкристаллизовавшимися из просочившихся по разрывам подземных вод, или закристаллизовавшимися магматическими расплавами. Поэтому часто разрыв предстает перед нами в виде пластинообразного тела, которое отличается от окружающей среды меньшей или большей прочностью, а также другими физическими свойствами. На местности одни разрывы проявляются в виде цепочек озер, долин и иных понижений рельефа. Другие

разрывы, наоборот, выглядят гребнями в рельефе. Немало разрывов, даже крупных, которые практически никак не выражены в рельефе и обнаруживаются только при сопоставлении многочисленных обнажений горных пород или проходке горных выработок.

Описанию элементов разрывов и их типов посвящено много работ. Среди отечественных исследований известны работы В. И. Баумана, П. К. Соболевского, М. А. Усова, Е. В. Милановского, И. А. Молчанова, А. В. Пейве, А. А. Белицкого, В. В. Белоусова, М. В. Гзовского, В. А. Букринского и др. В этих работах разрывы анализируются с различных теоретических позиций и с разными практическими целями. Одни и те же понятия и термины нередко имеют разный смысл.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ РАЗРЫВОВ

В настоящее время имеется много классификаций тектонических разрывов, однако все они преимущественно морфологические¹ и характеризуют только отдельные особенности разрывов. Нередко эти классификации противоречивы.

Автор считает, что при классификации разрывов необходимо придерживаться следующих основных принципов:

1. Основное определение и название разрыва каждого типа должно полностью вытекать из его объективно устанавливаемой морфологии. Дискуссионные представления о генезисе разрыва (его механизме и причинах образования) не должны влиять на основные понятия о сбросах, взбросах, надвигах, сдвигах и т. д.

2. Морфологическая классификация разрывов должна быть независимой от генетической и в качестве основных признаков в ней следует использовать характеристики разрыва как такового, а не особенности структуры рассеченных им геологических тел. Основным признаком является направление относительного перемещения крыльев по разрыву². Этот признак сам по себе позволяет выделять сбросы, надвиги, взбросы, сдвиги и промежуточные формы (сбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги и т. п.). Взаимоотношения слоев с разрывами являются дополнительными признаками, позволяющими усложнять основное название указанием на согласное, несогласное, продольное, поперечное или какое-либо другое направление разрыва по отношению к слоистости в каждом отдельном участке.

3. Выяснение генетического типа разрыва не должно приводить к отбрасыванию названия, установленного по морфологическим признакам. Морфологическое название должно лишь дополниться указанием генезиса нарушения. При такой номенклатуре легко узнавать по названию, в какой степени выяснено происхождение разрыва.

4. Чтобы произвести разделение разрывов на генетические группы, отличающиеся по происхождению, следует предварительно установить, что именно подразумевать под происхождением. Условимся под происхождением разрыва понимать причину его возникновения. Вместе с тем представление о происхождении разрыва должно отражать также и механизм его образования. Генетическую классификацию тектонических разрывов нужно строить так, чтобы каждый вхо-

¹ Подробно о морфологической классификации разрывов см. работы автора [180, 201].— *Прим. ред.*

² Развитие тектонических разрывов представляет собой длительный неравномерный процесс, в связи с чем в зонах разрывов обычно отражаются следы различно ориентированных перемещений. Геологическими методами, как правило, можно достоверно установить ориентировку либо суммарного перемещения, либо нескольких наиболее молодых перемещений. Поэтому геологам важно помнить, что для отнесения разрыва к тому или иному морфологическому или генетическому типу предлагаемой автором классификации необходимо использовать лишь направления перемещений, соответствующие времени образования разрыва.— *Прим. ред.*

дящий в нее вид соответствовал вполне конкретной причине, а также определенным условиям и механизму возникновения разрыва. Наконец, при этом должна подразумеваться определенная совокупность практически существенных особенностей разрыва (включая морфологические).

5. Генетическую классификацию тектонических разрывов, по-видимому, надо развивать, учитывая различные признаки разрывов. Одни признаки должны отражать физические причины и обстановку возникновения поверхностей разрушения. Однако условия, сходные в физическом отношении, часто оказываются результатом развития совершенно различных структурных элементов земной коры. Поэтому, другие признаки должны отражать связь разрывов с развитием структурных элементов коры.

Таким образом, генетическую классификацию имеет смысл развивать по двум направлениям: физико-генетическому и геолого-генетическому. Эти два направления ни в коей мере не перекрывают друг друга. Каждое из них отражает вполне определенную сторону вопроса о генезисе разрывов, который может быть освещен лишь при совместном использовании обоих направлений классификации.

ФИЗИКО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВОВ

Существующие экспериментальные данные о разрушении горных пород дают возможность достаточно уверенно говорить о непосредственных физических причинах возникновения разрывов. Физическая теория образования разрывов подробно изложена в гл. 7. При этом было подчеркнуто, что при разрушении горных пород поверхности скалывания закономерно отклоняются от площадок действия максимальных касательных напряжений.

При изучении физических условий возникновения разрывов приходится рассматривать не только напряжения, но и усилия. Представление об усилиях тесно связано с представлением о напряжениях. Ясно, что напряжения порождаются внешними силами, приложенными к каждому объему, который мы мысленно можем обособить в земной коре. Среди таких внешних сил необходимо различать так называемые активные, или задаваемые, и реактивные, или реакции связей, которые возникают и изменяются в зависимости от активных сил. Поскольку внешние силы фактически действуют не на поверхность тела, а на поверхности мысленных сечений земной коры, их лучше называть усилиями. В соответствии с делением внешних сил на активные и реактивные, среди усилий также следует различать активные и реактивные: можно также говорить о нормальных и касательных усилиях.

Перейдем теперь непосредственно к физико-генетической классификации разрывов.

При формировании поверхностей скалывания крылья разрывов перемещаются параллельно их швам, при развитии отрывов — перпендикулярно швам. В результате отрывания образуются раздвиги, а в результате скалывания — разрывы всех морфологических типов, у которых раздвиговая составляющая полной амплитуды ничтожно мала по сравнению со сдвиговой, сбросовой или взбросовой.

Следовательно, по механизму образования и типам разрушающих напряжений разрывы можно разделить на две большие группы.

Разрывы одной группы, возникающие путем скалывания, могут создаваться при растягивающих и при сжимающих активных нормальных усилиях. Разрывы другой группы, возникающие путем отрыва, образуются только при растягивающих нормальных усилиях. Знак активных нормальных усилий влияет на величину всестороннего давления, в условиях которого происходит разрушение. От их знака зависит также знак всестороннего давления, которое оказывает сильное воздействие на

механические свойства и, в частности, на прочность горных пород на отрыв и на скалывание; поэтому знак активных усилий может определять ряд особенностей тектонических разрывов. Растягивающие усилия часто способствуют хрупкому и сосредоточенному разрушению, а сжимающие — вязкому и рассеянному.

Следовательно, разрывы, связанные с действием касательных напряжений, имеет смысл разделить на возникающие при сжатии и при растяжении.

Таким образом, можно выделить следующие три категории разрывов (табл. 7): 1) сколы, образующиеся при сжимающих активных нормальных усилиях; 2) сколы, образующиеся при растягивающих активных нормальных усилиях; 3) отрывы, возникающие при растягивающих активных нормальных усилиях.

Таблица 7

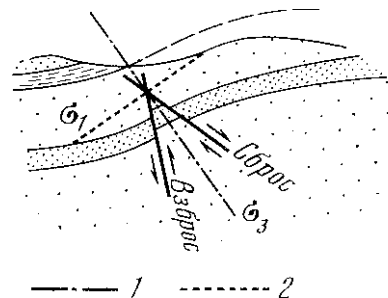
Физико-генетическая классификация тектонических разрывов

Ориентировка напряжений и усилий в пространстве				Характер разрушающих усилий и напряжений				
				Отрицательное активное нормальное усилие (сжимающее)		Положительное активное нормальное усилие (растягивающее)		Нормальные напряжения (разрушение путем отрыва)
				Касательные напряжения (разрушение путем скалывания)				
Плоскость осей σ_1 и σ_3 вертикальна (ось σ_2 горизонтальна)	Касательное усилие на висячем крыле направлено:	вверх	висячего	Истинный надвиг (взброс) сжатия	Истинный надвиг (взброс) растяжения	Раздвиги		
			лежащего	Ложный надвиг (взброс) сжатия	Ложный надвиг (взброс) растяжения			
		вниз	висячего	Истинный сброс сжатия	Истинный сброс растяжения			
			лежащего	Ложный сброс сжатия	Ложный сброс растяжения			
	Плоскость осей σ_1 и σ_3 наклонна (ось σ_2 наклонна)	Касательное усилие на висячем крыле направлено:	вверх	висячего	Истинный сдвиго-надвиг (сдвиго-взброс) сжатия		Истинный сдвиго-надвиг (сдвиго-взброс) растяжения	
				лежащего	Ложный сдвиго-надвиг (сдвиго-взброс) сжатия		Ложный сдвиго-надвиг (сдвиго-взброс) растяжения	
			вниз	висячего	Истинный сдвиго-сброс сжатия		Истинный сдвиго-сброс растяжения	
				лежащего	Ложный сдвиго-сброс сжатия		Ложный сдвиго-сброс растяжения	
		Активное усилие действует со стороны крыла	вверх	висячего	Истинный надвиго-сдвиг (взбросо-сдвиг) сжатия	Истинный надвиго-сдвиг (взбросо-сдвиг) растяжения		
				лежащего	Ложный надвиго-сдвиг (взбросо-сдвиг) сжатия	Ложный надвиго-сдвиг (взбросо-сдвиг) растяжения		
			вниз	висячего	Истинный сбросо-сдвиг сжатия	Истинный сбросо-сдвиг растяжения		
				лежащего	Ложный сбросо-сдвиг сжатия	Ложный сбросо-сдвиг растяжения		
Плоскость осей σ_1 и σ_3 горизонтальна (σ_2 вертикальна)				Сдвиг сжатия	Сдвиг растяжения			

Перечисленные категории нарушений возникают при различной ориентировке активных усилий и осей напряжений в пространстве. В зависимости от ориентировки всех осей напряжений в пространстве образуются различные основные морфологические типы нарушений, которые можно разделить на три класса (см. табл. 7). Каждый из них характеризуется ориентировкой в пространстве не какой-либо одной из осей алгебраически максимального σ_1 и минимального σ_3 главных напряжений, а расположением плоскости, в которой лежат эти оси, т. е. плоскости действия σ_2 . Третья ось напряжений всегда перпендикулярна этой

Рис. 23. Схема одновременного образования сброса и надвига при одинаковых условиях напряженного состояния

1 – ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ; 2 – ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1



плоскости. При вертикальном положении указанной плоскости формируются и сбросы, и взбросы, и надвиги (ось σ_2 горизонтальна). При горизонтальном положении плоскости образуются сдвиги (ось σ_2 вертикальна). При наклонном положении плоскости возникают разрывы типа сбросо-сдвигов, сдвиго-надвигов и других подобных нарушений со смещениями, направленными косо к простиранию разрыва (ось σ_2 наклонна).

Таким образом, сдвиги принципиально отличаются и от надвигов, и от сбросов, и от взбросов ориентировкой в пространстве оси напряжений σ_2 и плоскости, в которой лежат две другие оси σ_1 и σ_3 . Надвиги и взбросы по этому признаку не отличаются от сбросов.

Для установления различий между надвигами и взбросами, с одной стороны, и сбросами, с другой, следует вспомнить, что направление перемещения крыльев разрыва, представляющего собой поверхность скальвания, определяется направлением действия касательных усилий около поверхности разрушения. Этот признак позволяет выделить разрывы двух родов: 1) надвиги и взбросы — они являются поверхностями скальвания, на висячих крыльях которых касательные усилия направлены наклонно вверх, а на лежачих — наклонно вниз; 2) сбросы — они являются поверхностями скальвания, на висячих крыльях которых касательные усилия направлены наклонно вниз, а на лежачих — наклонно вверх.

В представлениях о надвиге, сбросе и взбросе можно отразить соотношения между направлением перемещения по разрыву, направлением действия касательных усилий и напряжений на поверхности разрушения и направлением наклона поверхности разрушения. Все эти направления отсчитываются от горизонтальной поверхности. Никакое другое содержание в представлениях о надвигах, взбросах и сбросах не может быть вложено.

Нередко считают, что формирование взбросов и надвигов связано со сжатием, а сбросов — с растяжением рассекаемого ими участка земной коры [46, 453]. В том, что это мнение не является правильным, легко убедиться, если рассмотреть случаи одновременного совместного образования пересекающихся сбросов и взбросов, возникающих при одном и том же наклонном положении осей напряжений. На рис. 23 и 24 показаны участки крыльев антиклиналей, в которых взбросы образовались совместно со сбросами. В этих участках было только одно напряженное со-

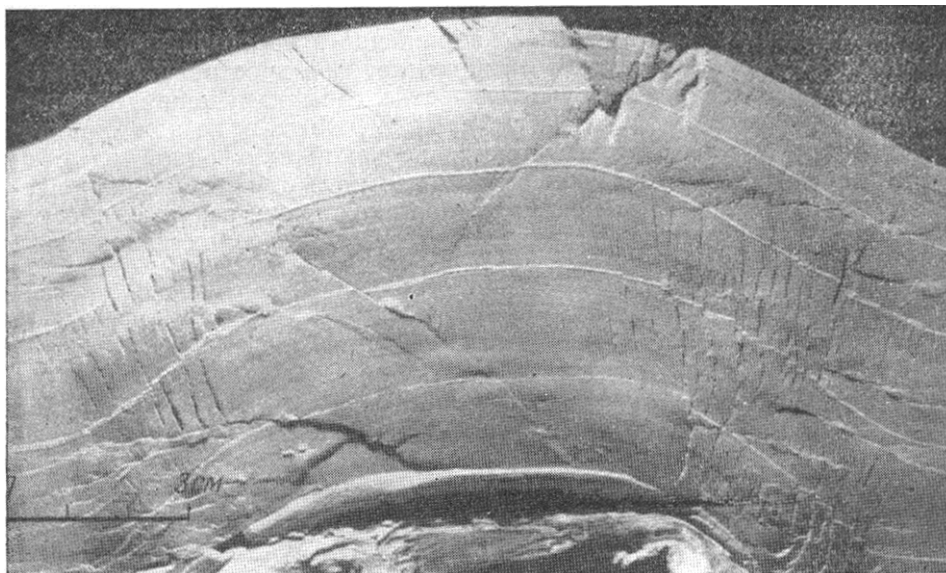


Рис. 24. Модель антиклинали, созданной вертикальными силами

В верхних частях крыльев видны одновременно образовавшиеся сбросы и взбросы

стояние — неравномерное трехосное растяжение, а не два (одно — сжатие, другое — растяжение), как следует из обсуждаемого неверного представления. Значит, сбросы и взбросы не обязательно являются результатом действия противоположных по знаку напряжений. Взбросы часто создаются при растягивающих напряжениях. На крутых крыльях антиклиналей при растягивающих напряжениях нередко формируются и типичные надвиги.

Нужно упомянуть также разрывы типа пологих сбросов, которые в результате небольшого последующего деформирования рассеченных ими пород местами могут приобрести обратный наклон в нижних внешних частях крыльев поднятия, как это видно на рис. 24. Ясно, что, наблюдая такие пологие «вторичные» надвиги, нельзя противопоставлять их сбросам и считать свидетелями обстановки сжатия в земной коре.

Наконец, образование сбросов часто происходит при вертикальном действии не растягивающих, а сжимающих усилий в отдельных прослоях на сводах антиклиналей.

Следовательно, нужно считать, что сбросы возникают в земной коре как от действия сжимающих напряжений (т. е. при наличии всестороннего сжатия), так и от действия растягивающих напряжений (т.е. при наличии всестороннего растяжения). То же самое можно сказать о взбросах и надвигах.

Дальнейшее разделение разрывов может основываться на соотношениях между направлением действия активного нормального усилия и направлением наклона поверхности скальвания.

Каждая наклонная поверхность скальвания является результатом действия активных нормальных усилий, которые могут быть приложены к мысленно обособленному объему со стороны висячего или лежачего крыла; поэтому все наклонные разрывы, амплитуды которых имеют сбросовые и взбросовые составляющие, имеет смысл делить на истинные и ложные.

Истинные надвиги и взбросы образуются благодаря действию нормальных активных усилий со стороны их висячих крыльев, ложные на-

двиги и взбросы (часто называемые поддвигами) — со стороны лежащих крыльев. Истинные сбросы вызываются нормальными активными усилиями, действовавшими со стороны висячего крыла, и ложные — со стороны лежащего крыла. Последние разрывы назывались также выдвигами [176], М. А. Усов [664] именовал их подбросами, а В. В. Белоусов — обратными взбросами [46].

В итоге рассмотрения физических причин и условий возникновения разрывов составлена физико-генетическая классификация, приведенная в табл. 7. В ней не отражены разрывы, амплитуды которых, наряду со сбросовой или взбросовой и сдвиговой составляющими, имеют также раздвиговую составляющую. Неполнота таблицы объясняется тем, что физические условия образования таких разрывов не выяснены.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВОВ

Во многих работах приводятся отдельные соображения геолого-генетического характера. Таково, например, широко распространенное представление, что общей причиной возникновения надвигов и взбросов является процесс образования складок, связанных с горизонтальными усилиями в земной коре, геолого-генетическими нужно считать также соображения о связи сбросов с поднятиями и складками, порождаемыми вертикальными усилиями.

Стремление увязать разрывы с развитием различных структурных элементов земной коры [45, 46] в принципе нельзя не поддержать. Однако есть ряд серьезных возражений, обусловленных тем, что развитие каждого объемного структурного элемента земной коры (складки, антиклинории, антеклизы и т.д.) сопровождается возникновением разрывов не одного, а многих типов. Сбросы осложняют не только купола, антеклизы и антиклинории, но возникают и при развитии складок, обусловленных горизонтальными сжимающими усилиями. Такие сбросы воспроизводились на моделях Т. Линком [835], а затем Г. Клоосом. Надвиги возникают не только при образовании складок в слоистых породах, но и в массивных кристаллических породах при росте крупных поднятий, которые обычно связывают с действием вертикальных сил (Тянь-Шань, Памир). Взбросы сопровождают не только флексуры, но и разнообразные складки, возникающие благодаря действию горизонтальных и вертикальных усилий (см. рис. 24). Следовательно, связи разрывов с развитием объемных структурных элементов земной коры более сложны и разнообразны, чем это принято считать.

Принципиальными вопросами геолого-генетической классификации тектонических разрывов являются следующие:

1. Условием образования разрыва каждого основного морфологического типа, как сказано выше, является напряженное состояние в некоторой точке земной коры (включая ориентировку осей напряжений в пространстве). При формировании объемных структурных элементов земной коры в разных точках пространства напряженное состояние различно, поэтому с развитием этих элементов надо связывать определенные тектонические поля напряжений [178]. Каждое тектоническое поле напряжений порождает также вполне определенный комплекс разрывов различных морфологических типов. Поэтому геолого-генетическая классификация должна отражать причинные связи между структурными элементами земной коры и комплексами тектонических разрывов, а не отдельными морфологическими типами разрывов.

Говоря об отдельных конкретных нарушениях, можно констатировать их принадлежность к соответствующим комплексам; это несомненно представляет теоретический и практический интерес, так как позволяет делать четкие предположения о наиболее вероятном направлении разрастания каждого разрыва, об изменениях его элементов залегания

с глубиной и по простиранию, о местах нахождения аналогичных нарушений и о характере невыявленных разрывов.

Для иллюстрации рассмотрим простейший пример антиклинали, возникшей благодаря вертикальным активным нормальным усилиям, действующим на подошву некоторой толщи слоев. Судя по геологическим данным и результатам моделирования, проведенного автором, в процессе роста таких складок на первом этапе возникают осепродольные разрывы, среди которых надо различать взбросы, растущие снизу вверх на крыльях антиклинали, и сбросы, развивающиеся сверху вниз на своде складки (см. рис. 24). В случае пониженной прочности горных пород на отрыв по сравнению с прочностью на скалывание вместо сбросов могут формироваться раздвиги. При завершении этапа формирования осепродольных разрывов на крыльях образуются крупные вертикальные сбросы. Для второго этапа развития антиклиналей характерны осепоперечные

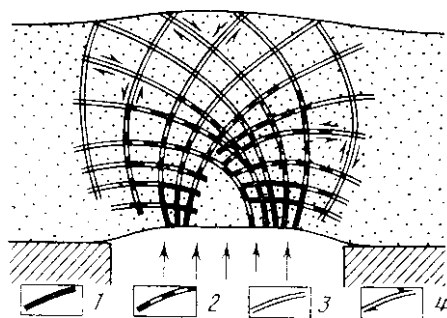


Рис. 25. Схема ориентировки поверхностей действия максимальных касательных напряжений, связанных с ростом антиклинали, созданной вертикальными силами

1 – поверхности в участках с наибольшими касательными напряжениями; 2 – поверхности в участках со средними по величине касательными напряжениями; 3 – поверхности в участках с наименьшими касательными напряжениями; 4 – направление действия касательных напряжений

речные сбросы и оседиагональные сдвиги, появляющиеся на сводах и крыльях. На периклинальных окончаниях складок одновременно с последними разрывами могут возникать поперечные взбросы [176, 178].

Зная основные закономерности развития разрывов, причиной возникновения которых является рост складок, созданных вертикальными усилиями, и встретив в районе распространения таких складок какой-нибудь разрыв (например, сброс), мы неизбежно заинтересуемся вопросами геолого-генетической классификации. Если обнаруженный сброс связан со сводом одной из антиклиналей, то он не протягивается дальше этой складки. Основываясь на схеме, изображенной на рис. 25, можно предполагать, что его амплитуда должна сверху вниз уменьшаться, и, вместе с тем, наклон шва должен увеличиваться. Поскольку развитие данной антиклинали достигло стадии образования разрывов, кроме обнаруженного на поверхности сброса следует ожидать существования взбросов и весьма пологих разрывов на глубине на крыльях антиклинали под теми местами, где на поверхности нарушений еще нет. Такие не вышедшие на поверхность разрывы хорошо видны на рис. 26. Если, наконец, складка продолжает разрастаться, то возможно зарождение осепоперечных разрывов.

Все эти заключения являются следствием признания причинной связи обнаруженного сброса с ростом антиклинали. Если же сброс связан с другим структурным элементом, например с более крупной впадиной, внутри которой находится антиклиналь, все заключения изменятся.

Следовательно, вопрос отнесения отдельного разрыва к определенному геолого-генетическому комплексу нарушений заслуживает серьезного внимания.

2. Существенное значение для процесса разрушения и других геологических явлений, связанных с тектоническими разрывами, имеет протяженность разрыва по простиранию и падению. Возле поверхности земли разрывы развиваются при небольшом всестороннем сжатии; с глуби-

ной всестороннее сжатие увеличивается. Поэтому чем глубже происходит разрушение пород, тем больше освобождается потенциальной энергии, накопленной породами при упругой деформации в единице объема. Вероятно, вследствие этого многочисленные поверхностные разрывы в районах развития соляных куполов практически почти не вызывают ощутимых сейсмических явлений, тогда как известно, что разрывы, возникающие на больших глубинах, вызывают разрушительные землетрясения. По-видимому, протяженность разрывов по падению влияет на их сейсмичность. Величина поверхности одновременного разрушения горных пород, зависящая от протяженности разрыва по простиранию, также должна влиять на интенсивность сейсмических явлений.

Крупные разрывы, протягиваясь на большие глубины, оказываются каналами для поднятия рудоносных растворов и магмы. Поднимающаяся магма, изменяя температуру пород, а также входя с ними в химическое взаимодействие, оказывает существенное влияние на их разрушение.

Из сказанного вытекает, что разрывы, принадлежащие к комплексам, связанным со сходными структурными элементами коры, могут обладать разными особенностями, если порождающие их структурные элементы значительно отличаются по величине. Например, разрывы, сопровождающие рост небольшой пологой куполовидной антиклинали поперечного изгиба, следует отличать от разрывов, порожденных геометрически и динамически сходным, но намного более крупным поднятием антеклизы. Поэтому целесообразно при геолого-генетическом разделении разрывов принимать во внимание масштабный фактор.

3. Нельзя упускать из виду различие общих тектонических условий в земной коре на разных этапах ее развития. Во время геосинклинального этапа, с его высокой интенсивностью тектонических движений, условия образования разрывов иные, нежели во время платформенного этапа. Чем больше скорость деформации, тем выше напряжения, при которых происходит разрушение, тем больше упругие деформации, тем больше

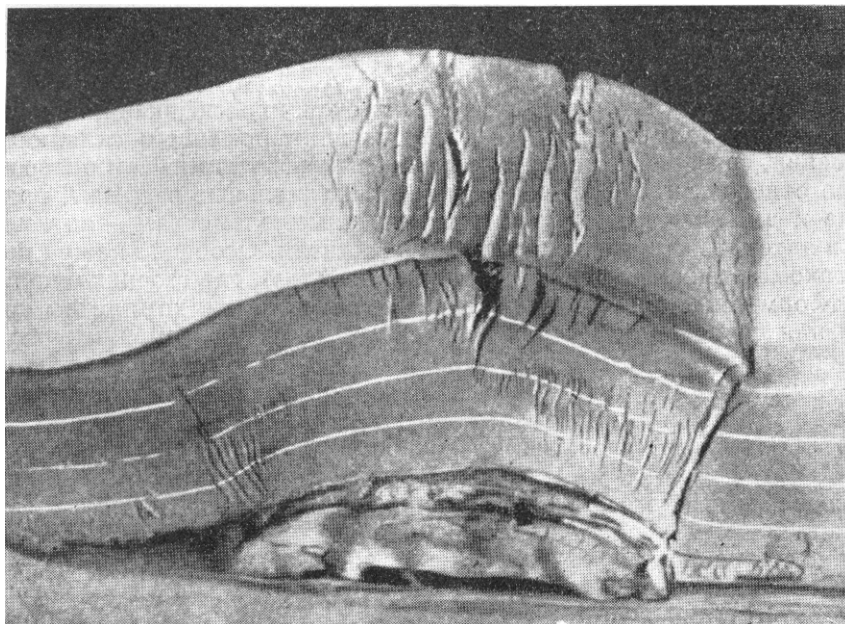


Рис. 26. Модель асимметричной антиклинали, созданной вертикальными силами

На крыльях видны не выходящие на поверхность взбросы и весьма пологие разрывы, к своду приурочены сбросы

потенциальной энергии освобождается при разрушении. Поэтому разрывы, связанные с платформенными складками, например, с растущим сейчас поднятием Жигулей, менее сейсмичны, чем разрывы, связанные с такими же по величине поднятиями на Кавказе и в Средней Азии, обладающими сходным механизмом формирования.

Специфика условий, а может быть и механизма роста платформенных складок, по сравнению с морфологически сходными геосинклинальными складками, еще недостаточно выявлена, но, безусловно, имеет место. Одним из проявлений этой специфики является то, что на платформах складки развиваются более автономно и независимо одна от другой, чем в геосинклиналях, где всегда поле напряжений, обусловленное каждой складкой, интерферирует с интенсивным более общим полем напряжений, вызванным формированием крупных структурных элементов — антиклинориев и синклинориев.

На платформах общее поле напряжений всегда намного слабее. Поэтому морфологически сходные куполовидные и брахиантиклинальные складки с диапировыми ядрами, формирующиеся в геосинклиналях и на платформах, сопровождаются не вполне сходными комплексами разрывов. Это подтверждается сопоставлением соответствующих складок Кавказа и Эмбинского района.

Порождаемые действием вертикальных сил со стороны кристаллического основания, идиоморфные складки платформ отличаются от подобных им складок геосинклиналей не только намного меньшей скоростью роста, но и гораздо большей величиной. Складки платформ соизмеримы с антиклинориями геосинклиналей и, как это было показано А. Л. Яншиным [725], исторически могут быть унаследованными «умирающими» антиклинориями. Однако приравнивать разрывы таких платформенных складок к разрывам антиклинориев никак нельзя.

Следует отметить, что изученное Е. Н. Пермяковым [537] расположение трещин, связанных с платформенными складками, не похоже на расположение трещин, сопровождающих сходные антиклинали в геосинклинальных областях.

Принципиальное отличие разрывов, связанных с полной складчатостью геосинклинальных областей, от разрывов, сопровождающих платформенную складчатость, очевидно.

Таким образом, при геолого-генетической классификации разрывов надо отделять нарушения, свойственные платформенным складкам, от нарушений, связанных с геосинклинальными складками. Тем более необходимо отделять платформенные и геосинклинальные разрывы, приуроченные к аналогичным крупным структурным элементам — антиклинориям и антеклизам, синклинориям и синеклизам. Особенно важно проводить такое деление в пределах щитов (антеклиз), где геосинклинальные и платформенные разрывы пересекают одни и те же комплексы пород.

Разная скорость деформаций и разный характер напряженного состояния, которое определяется различной дифференцированностью и даже разным планом колебательных движений, приводят к существенным отличиям платформенных разрывов от геосинклинальных.

Платформенные разрывы отличаются большой протяженностью (многие сотни километров), хрупкостью, очень простым строением плоского сосредоточенного шва, очень слабой сейсмичностью, особой минерализацией. Такие разрывы образуют сетки нарушений, выявленных особенно полно при аэрофотосъемках. Они нередко тянутся независимо от простирания слоев и складок в складчатом основании платформы, как, например, разрывы, ограничивающие Азово-Подольскую и Воронежскую антеклизы.

Геосинклинальные разрывы имеют иной план расположения в пространстве. Их простирание всегда согласуется с простиранием складчатости. Оно может быть даже осеперпендикулярным, но в случае поворота осей

складок простирается изменяется, следуя за ориентировкой осей. Разрывы по простиранию тянутся на десятки и сотни километров и состоят из многочисленных отдельных нарушений, пересекающихся и сливающихся одно с другим. Швы этих нарушений сложные, часто рассеянные. Резко проявлена не плоская, а волнистая и изломанная форма поверхностей разрушения. Широко распространены вязкие разрывы [176].

Платформенные и геосинклинальные разрывы отличаются одни от других возрастом и сейсмичностью. Различны магматические проявления и рудоносность, связанные с этими разрывами. Могут быть разными и возможности дальнейшего развития разрывов.

Различия между геосинклинальными и платформенными разрывами отчетливо видны на Урале. Здесь первые представлены сложно построенными волнистыми надвигами, сбросами, протягивающимися в различных направлениях на небольшие расстояния, и сложной сетью раздвигов. Швы всех этих разрывов в отдельных участках заполнены жильными образованиями разного возраста, содержащими рудные минералы. К платформенным разрывам относятся безрудные прямолинейные мезокайнозойские сбросы, ограничивающие грабены типа Челябинского и тянущиеся на большие расстояния, пересекая наискось различные элементы палеозойской структуры.

Таким образом, вряд ли можно сомневаться в целесообразности отделения разрывов, возникающих в платформенных условиях, от разрывов геосинклинальных областей. Внутри каждой из этих двух групп должны быть намечены комплексы нарушений, связанные с определенными типами структурных элементов.

Кроме платформенных и геосинклинальных разрывов различного масштаба, возможно, придется выделять разрывы, возникающие при послеплатформенной активизации тектонических движений, подобные тем, которые развиты в Тянь-Шане, на Алтае и в Саянах. Отличие от платформенных условий развития разрывов здесь очевидно. Отличие от геосинклинальных условий менее ясно. Однако отсутствие мощного осадочного покрова в пределах поднятий, кристаллические породы которых залегают у поверхности земли, создает обстановку, способствующую чрезвычайно широкому развитию хрупкого разрушения. Такие же кристаллические породы в геосинклиналях, залегая на большой глубине, разрушаются вязко [2].

В особых условиях формируются крупнейшие глубинные тектонические разрывы [495, 534, 549]. Они ограничивают обширные участки земной коры, включающие значительные площади геосинклинальных областей. Таков, например, разрыв, образующий «линию Николаева» в Средней Азии.

Весьма крупными нарушениями планетарного масштаба являются выявленные Н. С. Шатским [696] флексуры и разрывы, прослеживающиеся непрерывно через геосинклинальные и соседние с ними платформенные области. Возможно, сходными с ними образованиями можно считать и описанные В. Е. Хаиным [677] крупные поперечные поднятия, пересекающие геосинклинальные области. Такие крупные нарушения можно связывать с развитием структурных форм глубинного происхождения, которые, по мнению В. В. Белоусова [44], «просвечивают» сквозь геосинклинальные образования и являются результатом дифференциации подкорового вещества Земли на значительной глубине. Разрывы, сопровождающие движения таких больших участков коры и находящейся под ней промежуточной оболочки, необходимо отделять от указывавшихся выше геосинклинальных и платформенных разрывов.

Упомянутые глубинные разрывы были выявлены в пределах континентальных участков земной коры. В участках с океаническим строением земной коры формируются также чрезвычайно крупные глубинные разрывы, которые протягиваются на огромные расстояния в не-

сколько тысяч километров, опоясывая и пересекая океанические впадины и погружаясь на глубины до 800 км³. Многие особенности механизма формирования разрывов на таких глубинах должны отличать их от разрывов, развитых около поверхности земли. С такими разрывами приходится связывать грандиозные излияния базальтов океанического типа, а также пояса и рои очагов глубокофокусных землетрясений [333, 403]. 4. При разработке классификации, отражающей геологические причины и условия возникновения разрывов, необходимо основываться на непосредственных геологических причинах разрушения.

Возьмем, к примеру, трещины отрыва, перпендикулярные к поверхности пласта и сопровождающие будинаж. В первую очередь в качестве непосредственной причины их появления укажем на раздавливание пласта в направлении, перпендикулярном к слоистости, которое происходило одновременно с растяжением этого пласта параллельно слоистости [45, 632]. Затем, считая указанные усилия результатом формирования складки, в крыле которой наблюдаются трещины, мы сочтем рост складки общей причиной возникновения трещин. Но складка росла вследствие формирования антиклинория, а антиклинорий порожден какими-то глубинными процессами. Что же считать причиной образования трещин отрыва? Конечно, первую непосредственную их причину, без которой всех остальных более общих причин было бы недостаточно.

Ясно, что классификация разрывов обязательно должна отражать непосредственные геологические причины разрушения. А значит, говоря о разрывах, сопровождающих рост антиклинориев, вероятно, будет правильно иметь в виду не абсолютно все нарушения, наблюдающиеся в их пределах, а лишь те, непосредственной причиной возникновения которых является рост антиклинориев. Разрывы, связанные с отдельными складками, надо исключить из их числа, так же как и многочисленные мелкие нарушения, обусловленные внутрипластовыми деформациями. К разрывам, связанным с какой-нибудь складкой, надо отнести лишь такую трещиноватость и такие надвиги, взбросы, сбросы и сдвиги, которые обусловлены ростом всей складки в целом. Таковы, например, нарушения, приведенные на рис. 24 и 26. Если же внутри отдельных пачек пластов произошло перемещение материала, изменение мощностей слоев и появились разрывы, связанные с этими изменениями [327], то последние разрывы, нельзя считать непосредственным результатом роста основной складки. Причина образования — внутрислойные деформации.

После образования разрывов, вследствие особых условий напряженного состояния, возникающих при смещениях их крыльев, возле основного шва нередко появляются дополнительные («производные») разрывы, сопровождающие крупное нарушение. Примером их могут служить так называемые оперяющие трещины. Термин «оперяющие» трещины имеет полноценное геолого-генетическое значение, так как он отражает геологические условия образования комплекса трещин отрыва, располагающихся в пространстве вполне определенным образом.

Заканчивая рассмотрение основных вопросов геолого-генетической классификации, наметим следующие крупные подразделения разрывов:

I. Глубинные разрывы, связанные с развитием глубоких подкоровых частей Земли и формированием крупнейших структурных элементов земной коры:

1. Внутриматериковые разрывы.
2. Океанические разрывы.

II. Коровые разрывы, связанные с развитием крупных структурных элементов земной коры — антиклинориев, антеклиз и т.п.:

1. Геосинклинальные разрывы.
2. Платформенные разрывы.

³ Особенности разрывной тектоники океанических впадин см. в [61, 922, 929 и др.].—
Прим. ред.

3. Разрывы областей послеплатформенной активизации тектонических движений.

III. Соскладчатые разрывы, связанные с формированием складок, являющихся относительно мелкими структурными элементами земной коры:

1. Разрывы, сопровождающие складки, развитые в геосинклинальных областях.
2. Разрывы, сопровождающие складки, развитые на платформах.

IV. Внутрислойные разрывы, связанные с деформациями отдельных слоев и их маломощных пачек.

V. Производные разрывы, связанные с развитием более крупных тектонических разрывов.

Эта наметка классификации в дальнейшем потребует значительной доработки и, главное, конкретных характеристик всех геолого-генетических комплексов разрывов. Нужно будет описать разрывы, связанные с различными типами антиклинорий и синклинорий, антеклиз и синеклиз. Потребуется подробное рассмотрение комплексов разрывов, сопровождающих складки различных типов. Может быть, придется выделить разрывы, осложняющие складки в парагеосинклиналях. Многого предстоит сделать для подразделения внутрислойных и приразрывных «производных» разрывов. Таким образом, намеченная нами схема еще очень далека от необходимой полноценной геолого-генетической классификации, которую можно будет создать лишь на базе дальнейшего изучения обширного фактического материала.

ВЫВОДЫ

1. Несмотря на большое количество работ, в настоящее время нет достаточно полной и удобной для практического использования морфологической классификации тектонических разрывов. Многие широко распространенные термины понимаются различными авторами по-разному. Принципы классификации разрывов соблюдаются недостаточно последовательно, и из-за этого возникают противоречия и путаница.

2. В качестве единственного основного признака для классификации разрывов надо сохранить направление относительного перемещения их крыльев. Этот признак определяет основные названия нарушений. Соотношение между элементами залегания разрывов и рассеченных ими слоев нужно считать дополнительными признаками, позволяющими лишь усложнять основные названия. Для дополнительных морфологических классификаций могут использоваться и другие признаки.

3. Выяснение генетического типа разрыва не должно приводить к отбрасыванию его названия, основанного на морфологических признаках и устанавливаемого в первую очередь, независимо от представлений исследователя о генезисе данного нарушения.

4. Генетическая классификация тектонических разрывов должна учитывать как непосредственные физические причины их возникновения, т.е. напряжения и усилия, действующие в земной коре, так и более общие причины появления этих напряжений, которыми являются процессы развития различных структурных элементов земной коры.

5. Достаточно подробное геолого-генетическое разделение в настоящее время произвести нельзя, вследствие слабой изученности закономерностей образования разрывов, сопровождающих развитие различных структурных элементов земной коры. Для выяснения этих закономерностей необходимо провести трудоемкие специальные исследования, включающие полевые наблюдения, моделирование и теоретическое рассмотрение процесса образования разрывов. Нами делается попытка наметить общие черты будущей геолого-генетической классификации.

6. Комплексная генетическая классификация тектонических разрывов, построенная с учетом физических и геологических факторов, весьма важна в теоретическом и практическом отношениях. Ее теоретическое значение заключается в том, что она содержит интерпретацию каждого разрыва как показателя тех физических и геологических условий, которые его породили. Практическое значение такой классификации состоит и в том, что она является составной частью теоретической основы для прогноза тектонических разрывов в плохо обнаженных районах и на глубину.

ГЛАВА 13

ТЕОРИЯ ДЕФОРМАЦИИ ПРОСТОГО СДВИГАНИЯ

ТЕРМИНОЛОГИЯ

В геологической литературе обсуждаемую ниже деформацию обычно называют сдвигом или деформацией сдвига. Существует два варианта графического изображения этой деформации, причем они механически не являются тождественными (рис. 27).

Термин сдвиг часто применяют, вкладывая в него и другое содержание. Так, например, в структурной геологии сдвигом называется любой тектонический разрыв, по которому происходило смещение в горизонтальном направлении (т.е. вдоль простирания его шва).

В теории упругости и пластичности сдвигом называют происходящее при деформации изменение угла между двумя прямыми линиями, бывшими до деформации взаимно перпендикулярными.

Нередко разрыв, по которому происходило относительное смещение разделенных им блоков в направлении вдоль поверхности разрыва, также называют сдвигом. Кроме того, имеются понятия о «простом» и «чистом» сдвигах.

Своеобразные условия деформирования возникают, если к двум параллельным граням элементарного кубика приложить растягивающие напряжения, а к двум другим параллельным граням — такие же по величине, но сжимающие напряжения. Тогда в сечениях кубика, наклоненных под углами 45° к нагруженным граням, нормальные напряжения будут равны нулю, а касательные окажутся численно равны величинам прикладываемых нормальных напряжений. Кубик, ограниченный такими наклонными сечениями, будет испытывать «чистый» сдвиг. Приложенные к нему силы образуют систему двух уравновешенных пар. С ростом напряжений будут искажаться первоначально прямые углы, а длины ребер изменяться не будут.

Простым сдвигом называют деформацию, при которой все точки элементарного кубика перемещаются параллельно одной неподвижной грани, причем величина смещений прямо пропорциональна расстоянию от этой грани. Эта деформация происходит под действием такой же системы сил, что и при чистом сдвиге. Различие между этими деформациями чисто кинематическое. При простом сдвиге неизменным предполагается направление двух параллельных граней, при чистом сдвиге — направление диагональных сечений.

Укажем, какие термины мы считаем удобным применять в различных случаях, чтобы избежать разного понимания термина сдвиг.

Учитывая, что в структурной геологии укрепилось обозначение разрыва с горизонтальным направлением относительного смещения крыльев вдоль простирания шва термином сдвиг, мы применяем термин сдвиг только в этом смысле.

Изменение угла между двумя линиями, бывшими до деформации взаимно перпендикулярными, мы будем называть скашиванием прямого угла в результате деформации или для сокращения — просто с к а ш и в а н и е м ¹.

Разрывы, по которым происходило относительное смещение их крыльев вдоль поверхностей швов, мы называем с к о л а м и.

Деформацию, развивающуюся в материале под действием приложенной к нему системы двух пар сил, будем обозначать термином с д в и г а н и е, а не сдвиг. Таким образом, сдвигание может считаться синонимом простого сдвига.

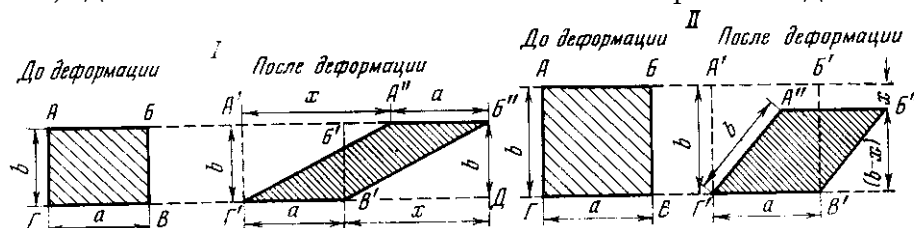


Рис. 27. Схемы плоской деформации простого сдвига, используемые в геологической литературе

I – правильная; II – неправильная

В литературе имеется два варианта графического изображения схемы для двухосного случая этой деформации.

В а р и а н т I: форма прямоугольника, мысленно выделенного из деформируемого объема материала, в результате деформации искажается таким образом, что две противоположных стороны скользят вдоль двух параллельных линий, а две другие стороны, все более и более наклоняясь, удлиняются (рис. 27, I). Площадь получающегося четырехугольника остается неизменной и равной площади исходного прямоугольника $AB\Gamma D$, которая равна ab . Из чертежа следует, что после сдвига площадь параллелепипеда $A'B''B\Gamma'$ равна площади прямоугольника $A'B''D\Gamma'$ за вычетом площади треугольников $A'A\Gamma'$ и $B''B D$, т. е. она равна постоянной

$$C = (a + x)b - \frac{1}{2}xb - \frac{1}{2}xb = ab + xb - xb = ab.$$

Описанный вариант I считается нами правильным графическим изображением плоской деформации сдвига.

В а р и а н т II изображается в виде квадрата (прямоугольника), деформация которого заключается в скашивании углов при постоянной длине всех его сторон (рис. 27, II). В результате квадрат (прямоугольник) приобретает форму ромба. Площадь фигуры по мере увеличения скашивания угла уменьшается и в пределе оказывается равной нулю. Из чертежа следует, что площадь ромба $A'B''B\Gamma'$ равна $a(b - x)$, тогда как площадь исходного прямоугольника равна ab . Величина x представляет собой уменьшение высоты параллелепипеда вследствие деформации. Считая объем материала, испытывавшего деформацию, постоянным, приходится делать вывод о том, что уменьшение площади ромба должно вызывать выдавливание материала в направлении, перпендикулярном плоскости чертежа. Поэтому приведенная схема не отражает плоскую деформацию. Деформация оказывается трехосной ².

¹ В курсе теории упругости (см., например [397]) сдвигом называют «деформацию скашивания прямого угла». — Прим. автора.

² Отмеченное автором различие между этими вариантами существенно лишь при конечных деформациях. При малых по сравнению с единицей деформациях оба варианта идентичны. — Прим. ред.

При теоретическом рассмотрении деформации сдвига обычно привлекается представление об эллипсоиде деформации. По поводу последнего в геологической литературе высказывались противоречивые суждения. Поэтому на нем необходимо остановиться.

ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИИ

Представление об эллипсоиде деформации давно используется в геотектонике главным образом для того, чтобы по наблюдаемым деформациям судить о вероятном расположении в пространстве различных разрывов. Долгое время использование эллипсоида деформации для установления пространственной ориентации трещин скалывания было основано на гипотезе Г. Беккера [734], заключающейся в том, что трещины скалывания считаются параллельными тем направлениям, вдоль которых радиусы-векторы эллипсоида сохранили величину, равную первоначальному радиусу исходной сферы. При двухосной плоской деформации (когда в направлении средней оси эллипсоида деформация не происходит) не изменившиеся по величине радиусы лежат в плоскостях круговых сечений трехосного эллипсоида. Исходя из этого, Г. Беккер заключил, что в данном случае трещины скалывания параллельны круговым сечениям эллипсоида.

Гипотеза Г. Беккера получила весьма широкое распространение в геологической научной, учебной и производственной литературе. Критика этой гипотезы со стороны геологов-экспериментаторов имела место на протяжении многих лет. По этому вопросу выступали Т. Линк [836], Д. Григгс [783], Ли Сы-гуан [407], А. А. Белицкий [32], Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий и Ю. А. Розанов [355], Г. И. Гуревич [267, 270], М. В. Гзовский [177, 182, 185, 189] и другие авторы.

В результате упомянутой критики некоторые геологи сочли представление об эллипсоиде деформации в целом ошибочным. Однако другие продолжали считать возможным использование этого представления [158, 562], подчеркивая, что оно часто применяется в качестве лишь удобного графического условного обозначения и способа обобщения наблюдаемых фактов. В последнем случае вопрос о строгости его теоретического обоснования не столь важен. Ряд геологов продолжали видеть в этом представлении гипотезу, отражающую внутренний механизм деформации и разрушения горных пород [280].

Остановимся на основном вопросе: является ли в целом представление об эллипсоиде деформации теоретически обоснованным?

Напомним, что деформацией тела (в узком смысле слова) называют изменения расстояний между его материальными точками, а также связанные с этим изменения углов между прямыми линиями, соединяющими некоторые точки.

Мерой изменения расстояний между точками M и N служит условная относительная деформация

$$\varepsilon = \frac{M_2N_2 - M_1N_1}{M_1N_1}, \quad (1)$$

где M_1N_1 — начальное расстояние; M_2N_2 — расстояние в конце процесса деформирования.

Геометрическая теория деформации основывается на анализе перемещений отдельных материальных точек или их систем (см. гл. 3). Обычно исследуется настолько небольшой объем, что внутри него перемещения u , v , w являются линейными функциями координат x , y , z . Такая деформация объема называется однородной. В этом случае относительное удлинение ε в каком-либо выбранном направлении не зависит от длины начального отрезка M_1N_1 и места его расположения внутри исследуемого объема. После однородной деформации прямые остаются пря-

мыми, плоскости — плоскостями, параллельные прямые и плоскости — параллельными.

Эллипсоид деформации представляет собой поверхность, которая геометрически выражает зависимость величины относительной деформации отрезка в каждом заданном направлении от направления этого отрезка.

В курсах теории упругости (см., например, [397]) показывается, что выделенная в недеформированном теле сфера с радиусом r_0 построенная из точки M как из начала координат, после однородной деформации превращается в поверхность, описываемую в полярной системе координат уравнением

$$\frac{1}{(1 + \varepsilon)^2} = \frac{r_0^2}{r^2}, \quad (2)$$

где r — расстояние от начала координат (от точки M) до поверхности в данном направлении; ε — относительная деформация в этом же направлении.

В декартовой системе координат (2) превращается в уравнение

$$(a_{11}x + a_{12}y + a_{13}z)^2 + (a_{21}x + a_{22}y + a_{23}z)^2 + (a_{31}x + a_{32}y + a_{33}z)^2 = r_0^2, \quad (3)$$

которое описывает форму поверхности, являющейся геометрическим местом концов различно ориентированных отрезков r .

Эта поверхность, характеризующая однородную деформацию окрестностей точки M , представляет собой трехосный эллипсоид. Он называется эллипсоидом деформации. Сложность уравнения (3) обусловлена тем, что оси эллипсоида в общем случае не совпадают с осями координат, хотя центром эллипсоида и является начало координат, помещенное в точке M . Путем такого поворота осей координат, при котором они совмещаются с осями эллипсоида, из уравнения (3) после раскрытия скобок могут быть исключены члены с произведениями разноименных координат. Затем, в результате деления всех членов на одну постоянную величину, уравнение проводится к простейшему (каноническому) виду

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} - 1 = 0. \quad (4)$$

Величины a , b , c являются полуосями эллипсоида, которые, так же как и коэффициенты a_{11} , a_{13} , a_{33} из (3), зависят только от

$$\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \dots, \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (5)$$

т. е. от изменений составляющих перемещения точек в пространстве, связанных с деформацией.

В курсе теории упругости [397] показано также, что оси эллипсоида деформации являются главными осями деформации.

Таким образом, теоретически устанавливается, что сфера, мысленно выделенная вокруг некоторой точки, в результате однородной деформации преобразуется в эллипсоид, который описывается уравнениями (2) — (4).

Поверхность эллипсоида деформации, отражающая конечный результат однородной деформации вещества в окрестностях некоторой точки, может быть построена и использована для графической количественной характеристики деформации. Для этого нужно, задавшись определенным линейным масштабом, в направлении различных радиусов векторов после деформации отложить отрезки, равные $r = r_0(1 + \varepsilon)$.

Поскольку форма каждого эллипсоида вполне определяется длинами трех осей, для его построения достаточно знать ориентировку его осей

и три главных удлинения в направлении осей, которые обычно обозначаются ε_1 , ε_2 , ε_3 ($\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$)³.

Эллипсоид деформации дает возможность полной графической характеристики однородной деформации, произошедшей в каждом участке земной коры. Констатируя изменения размеров галек, оолитов, различных органических остатков, минеральных зерен и других тел, мы в состоянии определять величину деформаций, испытанных горными породами, а затем весьма просто графически отражать ее, строя эллипсоид деформации. Производя эксперименты, мы измеряем удлинение в различных направлениях. В модели можно включать шарики из деформируемого материала и наблюдать их преобразование в эллипсоиды [48]. Часто на образцы до деформации наносятся окружности, которые в результате деформации превращаются в эллипсы [264]. Во всех этих случаях эллипсоид количественно характеризует трехосную однородную деформацию.

Если мы не в состоянии собрать данные, необходимые для количественной оценки деформации и судим о ней только качественно, констатируя лишь положение ее осей, полностью построить эллипсоид нам не удастся. Но и в этих случаях имеет смысл, после соответствующих оговорок, изображать эллипсоид произвольной формы, оси которого располагаются в пространстве вполне определенно, совпадая с положением выявленных осей деформации.

Следует отметить, что представление об эллипсоиде деформации с успехом и широко применяется при решении ряда технологических задач, связанных с изготовлением различных деталей путем обработки металла давлением. В этом случае эллипсоид привлекается для характеристики конечных пластических деформаций [620].

Таким образом, представление об эллипсоиде деформации проверено практикой экспериментов, физически обосновано и имеет математическую теорию. Его широко используют в технике. Поэтому геологи не должны считать это представление ошибочным.

Необходимо подчеркнуть, что при теоретическом выводе и экспериментальной проверке этого представления не вводится никаких ограничений, связанных с внутренним механизмом процесса деформирования или характером деформации (упругая, пластическая) и ее величиной⁴. Ничего не предполагается и в отношении изменений или постоянства объема. Поэтому понятие «эллипсоид деформации» может применяться к малым, конечным, упругим и пластическим деформациям.

Используя чисто геометрическое представление об эллипсоиде деформации для характеристики упругих и пластических деформаций, необходимо считаться с их физическими особенностями, а также не забывать о тех ограничениях, которые принимаются при выводе эллипсоида деформации. Так как данный вопрос обычно не освещается, на нем следует остановиться специально.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ УПРУГИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ⁵ ДЕФОРМАЦИЙ

Поскольку общая однородная деформация во время действия напряжений в любой момент состоит из вполне определенных по величине упругой и пластической составляющих, каждое общее удлинение может быть представлено суммой упругого и пластического.

³ См. сноску на стр. 29.— *Прим. ред.*

⁴ Превращение сферы в эллипсоид при конечных однородных деформациях рассматривается в [482, 504].— *Прим. автора.*

⁵ Под термином «пластические» автор в данном случае подразумевает необратимые деформации, развивающиеся во времени, как при постоянных, так и при изменяющихся нагрузках.— *Прим. ред.*

Следовательно, эллипсоид однородной деформации может быть построен как для общих удлинений, так и отдельно для их упругой или пластической частей.

Говоря о возможности построения эллипсоида упругой составляющей общей деформации, необходимо иметь в виду, что в горных породах упругие удлинения не превышают 1%. Наибольшая величина скашивания прямых углов при таких удлинениях не превышает 1° . Следовательно, эллипсоид упругой составляющей по форме почти не отличается от сферы.

Пластическая составляющая общей деформации горных пород в земной коре часто достигает значительной величины, измеряемой десятками процентов. Отражающий ее эллипсоид может обладать значительной удлиненностью.

Вследствие малой удлиненности эллипсоида упругой составляющей предложение отделять эллипсоиды упругой и пластической составляющих от эллипсоида общей деформации может показаться излишним. Однако специальное рассмотрение этого вопроса убеждает нас в целесообразности разделения эллипсоидов.

Существуют случаи, когда оси пластической составляющей испытывают поворот, тогда как оси упругой составляющей не изменяют ориентировки в пространстве. В итоге направления осей упругой и пластической составляющих оказываются разными. Напряжения мы считаем связанными с упругой составляющей, поэтому ориентировка осей напряжений не всегда совпадает с ориентировкой осей общей деформации и ее пластической части. Это обстоятельство имеет большое значение для геологов, изучающих деформации и распределение напряжений в земной коре.

При широко распространенной в земной коре конечной деформации простого сдвига имеют место следующие соотношения. В соответствии с принятой выше терминологией конечным простым сдвигом называется деформация, конкретный механизм которой заключается в смещении всех материальных точек в одном направлении, причем величина смещения по линейному закону увеличивается вкрест этому направлению. Уравнения деформации простого сдвига в плоскости xu (если ось x параллельна направлению смещения, а оси y, z перпендикулярны ему) при условии, что x', y', z' — координаты точки до деформации, а x, y, z — после деформации, записываются в виде

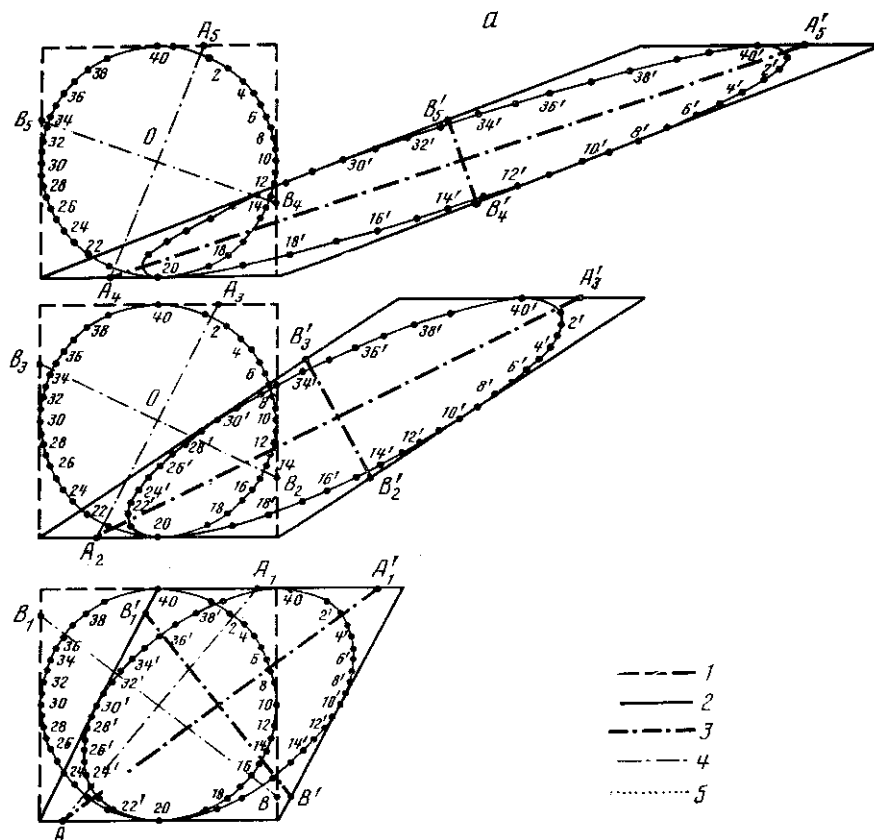
$$x' = x - a_{12}y, \quad y' = y, \quad z' = z. \quad (6)$$

Коэффициент a_{12} равен тангенсу угла сдвига.

Рассматривая превращение окружности в плоскости xu в результате деформации во все более вытянутый эллипс, можно констатировать изменение ориентировки осей эллипса (рис. 28, а). Однако это не означает общего поворота всего деформируемого объема в целом, так как материальные линии («волокна»), параллельные оси x , сохраняют ориентировку в пространстве неизменной, как и линии, перпендикулярные плоскости чертежа, т. е. параллельные оси z . Следовательно, общего вращения не происходит, и переход от одного положения эллипсоида к другому осуществляется каким-то иным путем.

Направление главных удлинений при плоской деформации конечного простого сдвига нагляднее всего может быть установлено путем построения эллипса, в который преобразуется окружность, отмеченная в теле до деформации. Материальные точки, лежащие на этой окружности, обозначены цифрами.

А. Надаи [482] рекомендует другой графический способ установления направлений главных удлинений. Эти направления соединяют точки деформированного тела, которые до и после деформации расположе-



ны на взаимно перпендикулярных линиях, являющихся диагоналями ромба. Используя любой способ построения направлений главных удлинений, можно установить, что по мере увеличения сдвига эти направления изменяются не в результате общего вращения, а по другим причинам.

В процессе сдвига главные удлинения непрерывно изменяют направление, последовательно совпадая с различными парами материальных линий. В начале сдвига они совпадают с парой линий, которые до деформации были близки к диагоналям исходного квадрата, при весьма большом сдвиге — с парой линий, которые до деформации были почти параллельны сторонам этого же квадрата (рис. 28, б).

Характер изменения длины и направления различно ориентированных линий показан на рис. 29.

Волокна (материальные линии), совпадающие с главными удлинениями на каждой данной стадии деформации простого сдвига, в течение предыдущих и последующих стадий не совпадают с ними. Поэтому оказывается, что при деформации простого сдвига вообще нет таких материальных линий, между которыми прямой угол оставался бы неизменным в течение всего процесса деформирования.

Итак, на площадках, перпендикулярных главным удлинениям, наблюдаемым в данный момент, общий результат скашиваний равен нулю. Но это не значит, что на этих площадках скашивание вообще не происходило. Оно имело место сперва в одном, а затем в противоположном направлении. Этот вывод весьма интересен, так как деформация простого сдвига часто проявляется в земной коре и встречается в технике.

Таким образом, деформация простого сдвига оказывается не простой по внутреннему механизму и истории. В каждый момент дефор-

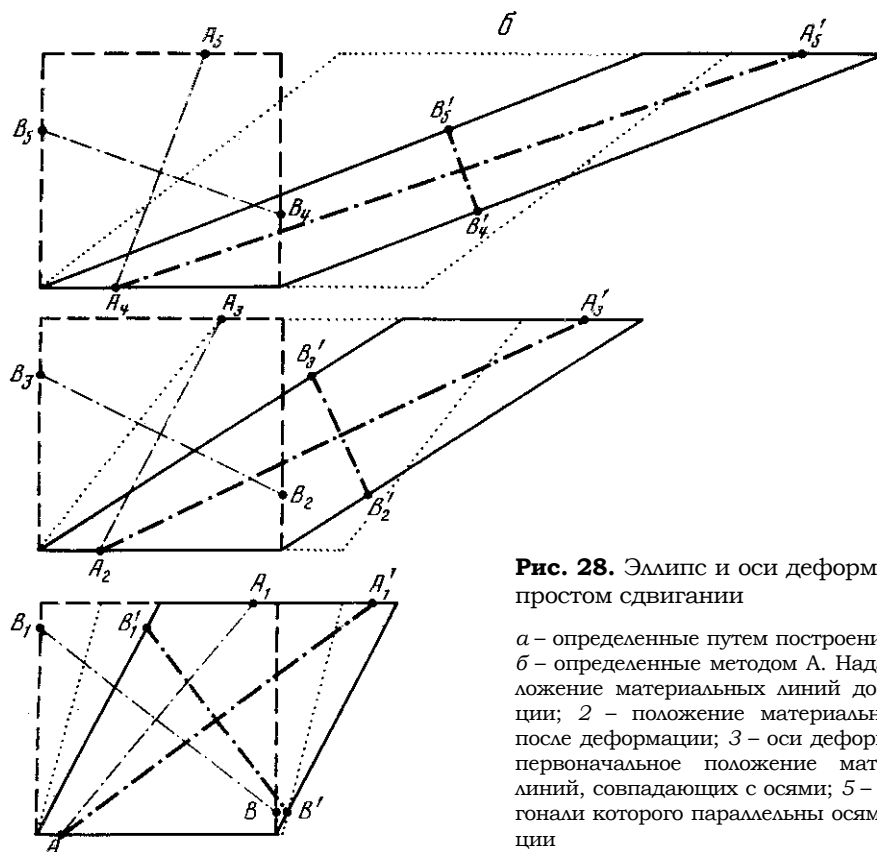


Рис. 28. Эллипс и оси деформации при простом сдвигании

a – определенные путем построения эллипса;
b – определенные методом А. Надаи. 1 – положение материальных линий до деформации; 2 – положение материальных линий после деформации; 3 – оси деформации; 4 – первоначальное положение материальных линий, совпадающих с осями; 5 – ромб, диагонали которого параллельны осям деформации

мирования оси деформации и многие материальные линии в теле испытывают изменение ориентировки по отношению к силам, вызывающим деформацию, и поэтому в дальнейшем рассматриваемый объем оказывается в новых условиях.

Поскольку обратная упругая деформация, происходящая после прекращения действия внешних деформирующих сил, в горных породах всегда мала, остающаяся пластическая деформация мало отличается от рассмотренной выше общей деформации. Поэтому все сказанное относительно направления осей и формы эллипсоида общей деформации можно распространить на эллипсоид пластической составляющей.

Иной должна быть оценка эллипсоида упругой составляющей. Упругая часть общей деформации обусловлена средней величиной весьма малых смещений частиц из тех устойчивых положений, какие они могут занять, будучи окруженными частицами, с которыми они взаимодействуют в данный момент времени, при данной величине пластической деформации. Иными словами, величины упругой составляющей и связанных с нею напряжений не зависят от величины развившейся к данному моменту времени пластической составляющей общей деформации.

В горных породах упругая часть сдвига всегда мала. Поэтому рассматриваемый эллипсоид должен отличаться малым эксцентриситетом, а оси упругой составляющей образуют угол, почти равный 45° (возможное отклонение данного угла меньше 1°) с направлением сдвига. Оси эллипсоида пластической составляющей могут отклоняться от этого направления на значительный угол, достигающий $20\text{--}25^\circ$. Теоретически отклонение осей эллипсоида пластической составляющей не может быть больше 45° .

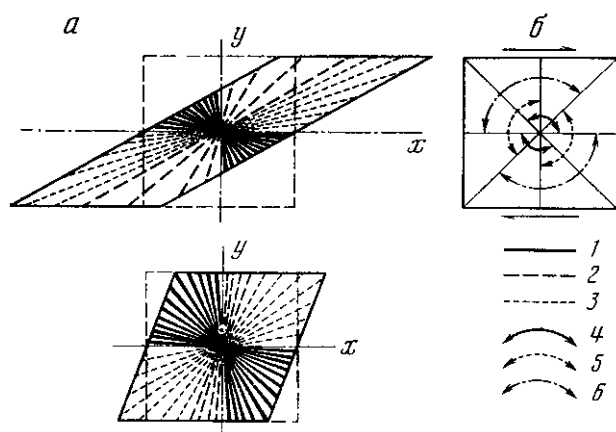


Рис. 29. Изменения длины и направления различно ориентированных линий при простом сдвигании

a — направления материальных линий, испытывавших при простом сдвигании: 1 — только укорочение, 2 — сначала укорочение, а затем удлинение, 3 — только удлинение; *b* — схема диапазонов исходного расположения взаимно перпендикулярных линий, углы между которыми при простом сдвигании: 4 — только уменьшаются, 5 — только увеличиваются, 6 — сначала увеличиваются, а затем уменьшаются

По мнению автора, оси эллипсоида упругой составляющей общей деформации в изотропных горных породах совпадают с осями напряжений. Основываясь на указанном несовпадении осей пластической составляющей с осями упругой составляющей деформации простого сдвига, приходится считать, что при конечном простом сдвигании оси эллипсоида пластической составляющей могут отклоняться от осей напряжений на угол до 45° (рис. 30).

На примере деформации простого сдвига можно убедиться в том, что при построении эллипсоида деформации по геологическим данным мы всегда должны вполне отчетливо представлять, к какой составляющей общей деформации он относится и в соответствии с этим давать ту или иную интерпретацию

По трещинам и разрывным смещениям можно реконструировать положение осей напряжений и, следовательно, осей эллипсоида упругой составляющей.

По ориентировке минералов и пластическим деформациям различных окаменелостей, галек, зерен, оолитов и т. п. геологических тел может быть построен эллипсоид пластической составляющей общей деформации.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАСПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ ПРИ ПРОСТОМ СДВИГАНИИ

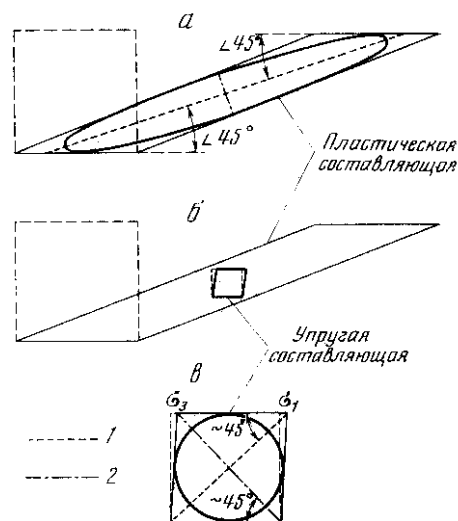
При деформации простого сдвига ожидается следующее направление действия напряжений. Вследствие ограниченности величины упругой части общей деформации сдвига оси главных нормальных напряжений, независимо от величины пластической части общей деформации, должны быть расположены под углом 45° к направлению сдвига и совпадать с направлениями осей эллипсоида упругой части общей деформации.

В области, испытывающей деформацию плоского простого сдвига, мысленно выделим квадрат, одни стороны которого параллельны направлению сдвига, другие — перпендикулярны ему и лежат в плоскости деформации. Определим положение осей напряжений по отношению к этому квадрату.

Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) параллельна с точностью до 1° удлиняющейся диагонали квадрата — напряжения растягивающие. Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) параллельна с точностью до 1° укорачивающейся диагонали квадрата — напряжения сжимающие. Мак-

Рис. 30. Соотношения между эллипсоидами упругой и пластической составляющих общей деформации при простом сдвигании

a – эллипсоид пластической составляющей; b – упругая составляющая простого сдвига; $в$ – эллипсоид упругой составляющей. 1 – больше оси эллипсоидов; 2 – малые оси эллипсоидов



симальные касательные напряжения всегда действуют на площадках, расположенных под углом 45° к осям алгебраически максимальных и минимальных главных нормальных напряжений. Значит, в данном случае одни из главных касательных напряжений параллельны, а другие перпендикулярны направлению сдвига. По величине они равны между собой.

Имея в виду выводы, сделанные в гл. 7, считаем, что трещины отрыва возникают по направлениям, параллельным осям алгебраически минимальных нормальных напряжений, т. е. под углом 45° к направлению сдвига. Поскольку деформация сдвига охватывает полосу, вытянутую в направлении сдвига, каждый отрыв наискось пересекает эту полосу. Все отрывы, образовавшиеся в данной полосе, должны располагаться в виде кулисообразного ряда, ось которого параллельна направлению сдвига. Если смотреть вдоль оси ряда, то видно, что каждая из трещин, удаляясь от нас, отклоняется от оси ряда в одном определенном направлении — влево или вправо. Соответственно кулисообразные ряды трещин отрыва В. В. Белоусов [45] предложил делить на левые и правые.

Из нашей схемы напряженного состояния в зоне простого сдвига следует, что левые ряды должны возникать при деформации левого сдвига, а правые ряды — при деформации правого сдвига. Для того чтобы определить название зоны сдвига, надо пересечь ее поперек и, глядя в направлении движения, заметить, в какую сторону отклонится след движения в результате деформации.

Трещины скалывания возникают вдоль направлений действия максимальных касательных напряжений или отклоняются от них в сторону оси наибольшего сжатия на угол $(45 - \alpha)$, где α — угол скалывания.

Если трещины скалывания совпадают с направлением максимальных касательных напряжений, значит одни из сколов должны быть параллельны направлению сдвига, а другие — перпендикулярны.

Материальные площадки, параллельные направлению сдвига, сохраняют свою ориентировку неизменной, так же как и главные напряжения, независимо от величины остаточной деформации, т. е. от времени. Следовательно, на них максимальные касательные напряжения непрерывно действуют в течение всего процесса деформирования.

Иные соотношения имеют место на площадках, перпендикулярных к направлению сдвига. В течение опыта в данное положение последовательно попадают все новые и новые материальные площадки. Каждая площадка лишь некоторое время находится в данном положении, а

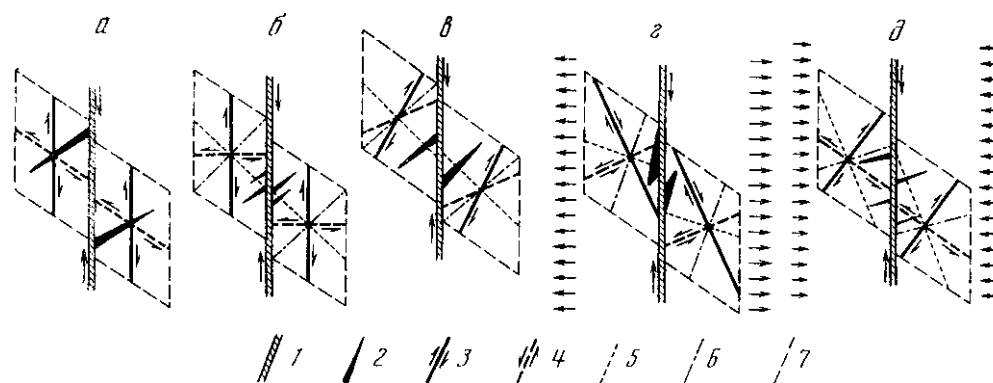


Рис. 31. Схемы расположения осей напряжений и трещин в момент их возникновения при деформации сдвига

a – широко распространенная неправильная схема; *б* – *д* – рекомендуемая схема: *б* – при угле скальвания 45° , *в* – при угле скальвания меньше 45° , *г* – при угле скальвания 45° и дополнительном растяжении, *д* – при угле скальвания 45° и дополнительном сжатии. 1 – шов главного разрыва; 2 – трещины отрыва; 3, 4 – сопряженные трещины скальвания; 5, 6 – оси напряжений σ_1 и σ_3 ; 7 – условные границы рассматриваемого участка

затем выходит из него. Значит, длительность действия максимальных касательных напряжений на площадках, перпендикулярных сдвиганию, значительно меньше, чем на параллельных сдвиганию. Поэтому трещины скальвания легче и скорее должны возникать в направлении, параллельном сдвиганию, чем перпендикулярном, несмотря на то, что величина касательных напряжений, действующих в обоих направлениях, одинакова. Зависит это от того, что прочность является функцией длительности действия напряжений.

Если трещины скальвания образуются под некоторым углом ($45^\circ - \alpha$) к направлениям действия максимальных касательных напряжений, то они располагаются наискось к направлению сдвига. При этом трещины должны создавать кулисообразный ряд такого же направления, как и трещины отрыва. Причем трещины одного знака с направлением сдвига должны располагаться под меньшим углом к оси ряда, чем трещины отрыва, т. е. под углом, меньшим 45° , а трещины противоположного знака — под большим углом, т. е. под углом больше 45° (рис. 31).

Так теоретически обосновывается, что при деформации простого сдвига трещины скорее всего располагаются в форме кулисообразных рядов, причем последние могут состоять как из отрывов, так и из сколов. Пластическая деформация, продолжающаяся после возникновения трещин, должна изменять направление трещин и увеличивать угол между ними и осью ряда.

В Байджансайском антиклинории во многих местах нами были описаны ряды кулисообразно расположенных трещин. Данное расположение считалось признаком того, что трещины возникли в участках, испытавших деформацию сдвига, которая развивалась под действием активной пары сил.

ВЫВОДЫ

Обосновывается предположение, что при сдвигании главные напряжения практически сохраняют постоянное направление, которое не зависит от величины пластической деформации.

Оси максимальных и минимальных нормальных напряжений отклонены на 45° от направления сдвига (если оно не сопровождается перпендикулярным к нему сжатием или растяжением). Одни из площа-

док действия максимальных касательных напряжений параллельны плоскости сдвига. На протяжении всего времени пластического деформирования тела они совпадают с одними и теми же материальными плоскостями. Другие площадки действия максимальных касательных напряжений перпендикулярны к плоскости и направлению сдвига. С этими площадками лишь на короткое время совпадают определенные материальные плоскости, которые в процессе сдвига изменяют свою ориентировку в пространстве. Таким образом, при сдвигании максимальные касательные напряжения двух сопряженных направлений действуют на материал не одинаково.

Трещины отрыва и скалывания должны зарождаться в соответствии с постоянным направлением осей напряжений, величиной и длительностью действия напряжений на материальных плоскостях, а также прочностными свойствами материала. Затем трещины должны деформироваться вместе с материалом. При этом будет преобладать их кулисообразное расположение.

ГЛАВА 14

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ КУЛИСОБРАЗНЫХ РЯДОВ ТРЕЩИН, СВЯЗАННЫХ СО СДВИГАНИЕМ

Ряды кулисообразно расположенных трещин наблюдались нами в Байджансайском районе хр. Каратау в породах разного состава и возраста.

Ряды трещин бывают левыми и правыми (рис. 32, а, б). Обычно длина отдельных трещин в изученном районе не превышала первых метров. Протяженность рядов трещин достигала 20 м. Эти ряды и трещины довольно мелкие. В литературе имеются указания на большие размеры трещин и рядов. Так, например, в Калифорнии при сдвиговом смещении вдоль разрыва Сан-Андреас в перекрывающих его четвертичных отложениях возникли многочисленные кулисообразные ряды трещин отрыва, в которых длина отдельных трещин превышала 10 м.

Для многих рядов, наблюдавшихся нами и описанных другими исследователями в различных районах, характерны S-образная изогнутость и расщепление трещин наподобие ласточкиного хвоста. Трещины, образующие ряды, в одних случаях являются ясно проявленными отрывами, в других — скорее сколами, в третьих — трудно определимы. Угол между отдельными трещинами и осью ряда был от 25 до 45°, редко до 70°. Геологические условия возникновения рассматриваемых трещин достаточно разнообразны, но их механическая сущность одинакова.

ПРИМЕРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КУЛИСОБРАЗНЫХ РЯДОВ ТРЕЩИН

В коленообразных изгибах слоев, часто осложненных рядами трещин, оси которых совпадают со смыкающим крылом изгиба, расположение трещин по отношению к изгибу слоев однообразно: левые коленообразные изгибы осложняются левыми рядами, правые изгибы — правыми рядами (см. рис. 32). Деформацию каждого участка образования кулисообразного ряда можно считать деформацией сдвига.

В крыльях мелких дополнительных складок нередко образуются кулисообразные ряды трещин. Так, например, нами наблюдались кулисообразно расположенные трещины отрыва на крыле дополнительной

антиклинальной складки с шириной 25 м и амплитудой 10 м, образованной тонкослоистыми алевроитистыми известняками (рис. 32, в). Эта складка осложняет крыло более крупной антиклинали. Угол общего падения слоев на крыле крупной антиклинали меняется от 40 до 60°. В обнажении видно, что интересующая нас дополнительная складка образовалась благодаря нагнетанию в ее ядро материала пачки слоев. Слои, залегающие над раздувшимся ядром, были смещены на участке крыла складки с обратным падением и испытали максимальное сдвигание.

Рядом с крупными разрывами нередко встречаются кулисообразно расположенные трещины. Так, например, на северо-восточном крыле крупной Булакбетской антиклинали, в месте его соприкосновения с выдвинутым в виде горста ядром, на отдельных участках отмечались многочисленные ряды трещин отрыва. Трещины располагались несколько в стороне от тектонического контакта крыла поднятия с ядром и не являлись оперяющими. Они образовались самостоятельно. Смещение по большому разрыву при подъеме ядра позволяет для участка развития рядов трещин указать направление активной силы F_1 возникавшей благодаря трению в шве разрыва. Она действовала снизу вверх и задираала верхний край крыла антиклинали. Нижняя часть крыла, оставшаяся относительно неподвижной, оказывала сопротивление смещению рассматриваемого участка кверху, т. е. создавала реактивную силу F_2 , направленную сверху вниз. Таким образом, намечается активная пара сил ¹ (рис. 32, г). Смещение по разрыву измеряется несколькими сотнями метров, а прилегающий к разрыву участок крыла не испытал заметного задиранья и поворота; следовательно, отмеченная активная пара сил не вызвала вращения участка, к которому она была приложена. Кроме уже установленной активной пары сил, очевидно, была другая пара, оказывавшая сопротивление вращению данного участка.

В результате рассмотрения обстановки возникновения трещин отрыва констатируется, что они возникают в условиях деформации сдвига, вызванной действием двух пар сил, одна из которых была активной, другая — реактивной. Обе пары действовали в одной плоскости и были перпендикулярны друг другу.

На крутом крыле Мынчабырской антиклинали с вертикальным залеганием фаменских слоев кулисообразные ряды трещин отрыва наблюдались в средних по мощности и толстых прослоях известняков, которые в виде отдельных пластов залегают в тонкослоистых известняково-мергелистых пачках (рис. 32, д). Последние испытали значительные по величине пластические деформации, в результате которых их мощности в одних местах уменьшены, в других сильно раздуты. В местах раздува мощностей известняково-мергелистые породы оказывали давление на некоторые участки прилегающих пластов известняков и вызывали их смещение. В местах сочленения сдвинутых глыб с несдвинутыми частями пластов наблюдались кулисообразные ряды трещин отрыва, заполненные карбонатными жилами.

На противоположных сторонах каждой глыбы сдвигание имело разное направление, поэтому кулисообразные ряды трещин были разноименны: пласты расчленены левыми и правыми рядами трещин отрыва. Расположение каждого ряда легко связать с положением пар сил, возникающих на границах смещавшихся глыб в этих пластах.

В швах тектонических разрывов кулисообразные ряды трещин наблюдались не часто. Они отмечались в фаменских известняках, разбитых крупными трещинами скалывания, по которым происходило сбросовое перемещение. В глыбе, вытянутой вдоль падения двух крупных

¹ Активной автор называет пару сил, образованную силой, которая рассматривается как задаваемая (активная), и реакцией, параллельной этой силе и равной ей по величине.—
Прим. ред.

трещин со сходными элементами залегания, хорошо виден правый кулисообразный ряд трещин отрыва, заполненных карбонатными жилками (рис. 32, е). В швах трещин залегают перетертые и раздробленные известняки, свидетельствующие о том, что вдоль трещин происходило смещение. При этом на глыбу должны были действовать силы трения, образующие пару. Учитывая, что во всех известных нам примерах правые кулисообразные ряды наблюдались в связи с правыми активными парами сил, следует предполагать, что в данном случае пара была правой. Вполне очевидно, что эта пара сил не могла вызвать вращения глыбы, так как ему препятствовали реактивные силы со стороны соседних глыб.

Более простые в геологическом отношении, но механически аналогичные условия имели место при образовании так называемых оперяющих трещин отрыва, которые наблюдались автором около швов разрывных смещений и возле поверхностей смещения, совпадающих с напластованием.

Вместо крупных трещин скалывания одного из двух сопряженных направлений местами обнаруживаются ряды кулисообразно расположенных мелких трещин отрыва. В вертикально залегающих протерозойских известковистых филлитах Кокджотского горста кулисообразные левые ряды трещин отрыва наблюдались нами возле правых сдвигов с амплитудой смещения в несколько метров.

Простираение осей рядов трещин образует с простираением сдвигов угол в 15—20°. Каждый левый ряд приурочен к небольшому левому коленообразному изгибу слоев (рис. 32, ж). Эти изгибы, осложненные рядами трещин, расположены так, как расположились бы трещины скалывания, сопряженные с правыми сдвигами (т. е. парные им левые поверхности скалывания). Направление смещения слоев в левых изгибах такое же, каким оно должно быть по трещинам скалывания, сопряженным со сдвигами. Очевидно, изгибы слоев и ряды трещин были созданы такими же касательными напряжениями, какие обычно создают трещины скалывания, сопряженные с правым сдвиговым смещением. Поэтому можно около каждого ряда трещин изобразить пару сил, направленных параллельно оси ряда, и деформацию слоев внутри коленообразных изгибов считать деформацией сдвига. Этот пример показывает, что каждый кулисообразный ряд трещин образовался вместо одной трещины скалывания. При этом ось ряда совпадала с ориентировкой трещины скалывания, вместо которой он возник.

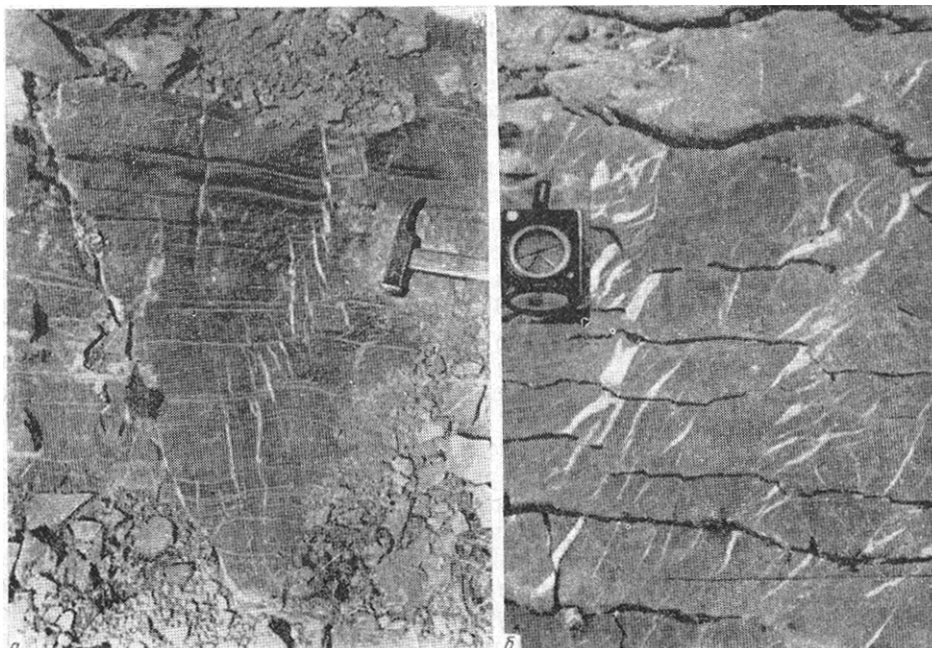
Вместо двух сопряженных трещин скалывания могут возникать кулисообразные ряды отрывов двух направлений. Они наблюдались на крутом крыле дополнительной дисгармоничной антиклинали с амплитудой в несколько сотен метров, сложенной слоистыми карбонатными отложениями фаменского яруса. В пачке, состоящей из переслаивающихся тонкослоистых доломитов и обломочных известняков, отчетливо видны различия в трещиноватости отдельных слоев. В доломитах трещин больше, чем в известняках. Они представлены сколами со средним падением под углом 65° по азимуту 320° и под углом 45° по азимуту 115°. Падение слоев здесь имеет угол 65° по азимуту 245° (рис. 32, з). В одном из прослоев известняков трещин намного меньше. Они представлены короткими отрывами, которые расположены в виде кулисообразных рядов, тянущихся в двух направлениях и хорошо видных на поверхностях наслоения. Оси рядов по направлению совпадают с ориентировкой следов пересечения плоскостей сколовых трещин, развитых в доломитах, с плоскостью наслоения. Ряды, совпадающие со следами трещин с падением 45° по азимуту 115°, являются правыми. Рядом с ними иногда видны параллельные им следы пересечения слоистости трещинами скалывания с падением 45° по азимуту 115°. Левые кулисообразные ряды трещин отрыва тянутся параллельно следам пересечения плоскости слоя

с трещинами скальвания, имеющими падение 65° по азимуту 320° . В обнажении можно установить, что ряды развиты только в прослое известняков. Закрытый и плоский характер трещин скальвания в доломитах, а также структурно-геологические признаки общего сжатия пород в соседних обнажениях позволяют считать, что эти трещины возникли в условиях всестороннего сжатия, на фоне которого действовало одностороннее сжатие. Первоначальное зияние заполненных кальцитом трещин отрыва, развитых в прослое известняков, говорит о существовании в нем растяжения во время образования трещин.

Учитывая все отмеченные факты, можно восстановить картину образования трещин. В силу особенностей механических свойств доломиты под действием напряжений сжатия стали разрушаться трещинами раньше, чем известняки. Наибольшее сжатие (σ_3) по направлению, вероятно, совпадало с биссектрисой острого угла между возникшими трещинами скальвания, имеющими падение 65° по азимуту 320° и 45° по азимуту 115° . В результате обработки трещин на стереографической сетке установлено, что биссектриса имеет падение 70° по азимуту 190° (рис. 32, *и*). После образования трещин и смещения вдоль них условия напряженного состояния промежуточного прослоя более прочного известняка существенно изменились. Смещение отдельных глыб доломитовых слоев, благодаря трению и связности с известняковым прослоем, создавало дополнительные силы, действовавшие на части прослоя, находящиеся около швов между доломитными глыбами.

Учитывая сколовый характер трещин, на стереографической сетке можно графически восстановить направление смещений по ним: оно происходило в плоскости, близкой к плоскости наложения. Следовательно, прилежащие к трещинам участки прослоя известняков испытывали действие активных пар сил. Эти участки связаны с остальными частями прослоя, поэтому они испытывали деформацию сдвига, причем на них действовали не только активные пары сил, параллельные трещинам, но и перпендикулярные им реактивные пары сил.

Таким образом, в рассматриваемом примере причиной образования кулисообразных рядов трещин отрыва, возможно, явилось более раннее



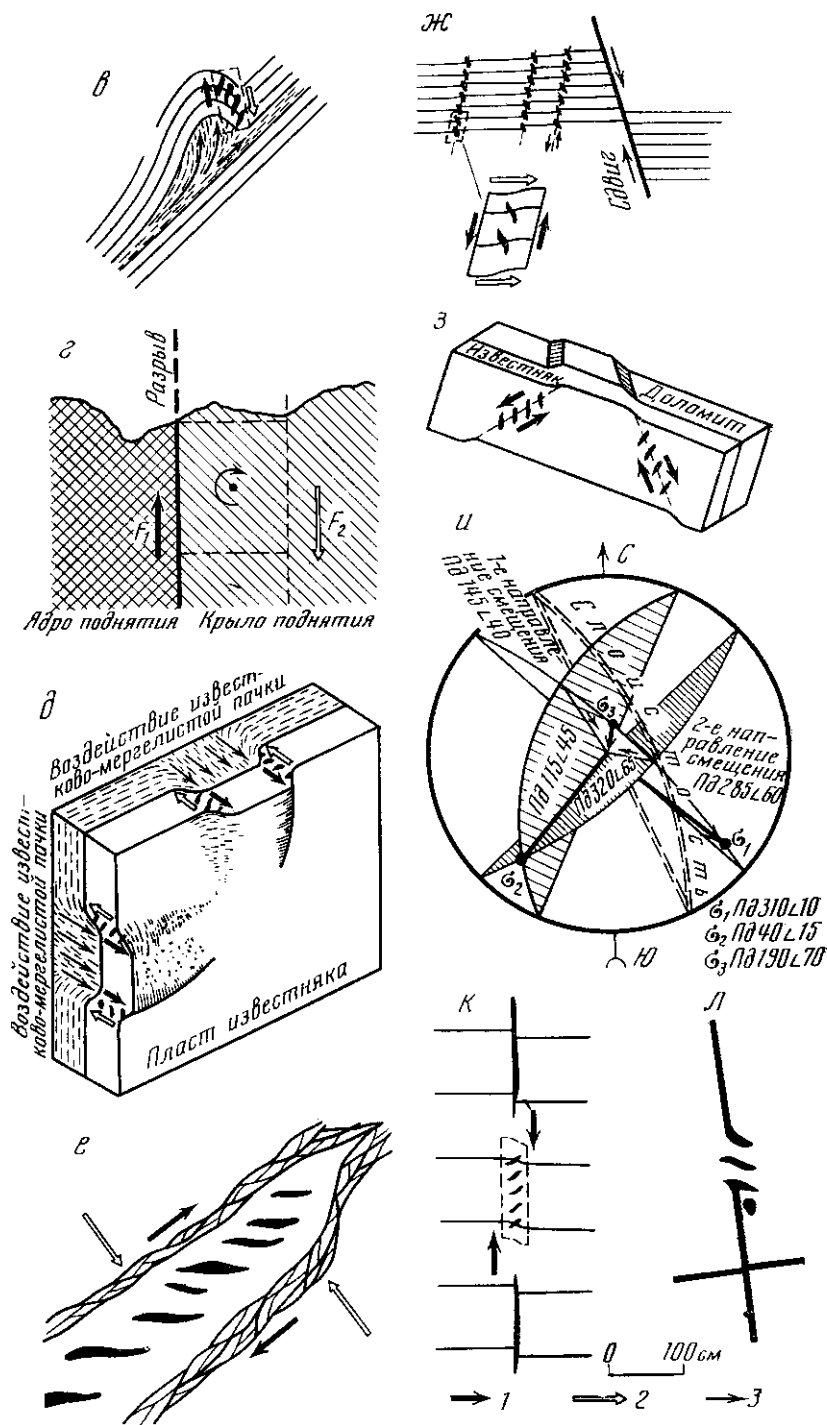


Рис. 32. Ряды кулисообразных трещин в фаменских известняках Байджансайского антиклинория (а, б) и примеры геологических условий возникновения таких рядов трещин, а также их интерпретация (в – л)

а – левый ряд в зоне левого коленообразного изгибания слоев; б – правый ряд в зоне правого коленообразного изгибания слоев. 1 – активные усилия; 2 – реактивные усилия; 3 – направления перемещения пород. Пунктиром ограничены участки, испытывающие деформацию сдвига

возникновение трещин скалывания в доломитовых слоях по сравнению с известняковым прослоем. Деформации участков известнякового прослоя, прилежащих к сколам в доломитных слоях, породили кулисообразные ряды трещин отрыва.

В пользу высказанной гипотезы говорит то, что оси кулисообразных рядов трещин отрыва по направлению совпадают со следами пересечения трещин скалывания с поверхностью наслоения. Кроме того, направление смещения по трещинам скалывания в доломитах и направление перемещения известняка в тех зонах сдвига, которые связываются с трещинами скалывания, оказываются одинаковыми. Трещины с падением 45° по азимуту 115° обладают тем же правым направлением смещения, что и связанные с ними правые ряды трещин отрыва. Левые ряды трещин отрыва, требующие для своего образования левого смещения при сдвигании, увязываются с трещинами скалывания с падением 65° по азимуту 320° , для которых устанавливается левое смещение.

Переход трещин скалывания в кулисообразные ряды трещин отрыва (рис. 32, к, л) наблюдался во многих местах. При расположении рядов на продолжении трещин скалывания или в промежутках между сколами, приходится считать, что до образования трещин напряжения были везде одинаковыми. Основываясь на том, что трещины постепенно разрастаются в длину, можно думать, что кулисообразные ряды отрывов, наблюдающиеся на окончаниях трещин скалывания, возникли несколько позднее внутренних частей последних. Если это так, то условия напряженного состояния мест образования отрывов должны были изменяться после возникновения внутренних частей сколов. Крылья сколов, испытывая относительное смещение, воздействовали на прилежащие к ним неразрушенные участки подобно активной паре сил и вызывали в них деформацию сдвига. Именно эти особенности условий деформирования можно считать причиной образования трещин отрыва. Направление смещения по трещинам скалывания и предполагающиеся на их окончаниях деформации сдвига (которые соответствуют наименованию ряда трещин отрыва) оказываются одного направления.

Если ряды трещин отрыва находятся не на окончаниях отдельных сколов, а замещают на некоторых участках трещины скалывания, то ряды возникали, вероятно, следующим образом: смещавшиеся крылья трещин скалывания действовали на участок подобно активной паре сил, вызывая деформацию сдвига (рис. 32, д).

Очевидно, замещение трещин скалывания кулисообразными рядами отрывов происходит в тех местах, где развивается деформация сдвига. Эти кулисообразные ряды, возникая в связи с трещинами скалывания (которые располагаются обычно вдоль двух семейств поверхностей), ориентированы в двух направлениях. При таком расположении можно устанавливать ориентировку осей напряжений в породах, рассматривая осевые плоскости кулисообразных рядов так же, как трещины скалывания. Кулисообразные ряды, кроме того, помогают определить направление смещения по тем трещинам скалывания, с которыми они связаны.

ВЫВОДЫ

В итоге рассмотрения конкретных примеров стало ясно, что образование кулисообразных рядов трещин можно связывать с деформацией сдвига, возникающей в результате действия двух пар сил, перпендикулярных одна другой и лежащих в одной плоскости. Одна из этих пар активная, другая — реактивная.

Считая, что кулисообразные ряды трещин возникали при деформации сдвига, можно объяснить изогнутую S-образную форму многих трещин тем, что их разрастание происходило одновременно с продолжавшейся пластической деформацией пород. В результате возникшая

средняя часть каждой трещины поворачивалась, и угол между ней и осью ряда возрастал. Одновременно трещина продолжала разрастаться, подчиняясь постоянному направлению осей напряжений. Ее вновь возникавшие крайние части ориентировались так же, как первоначально была ориентирована их древняя средняя часть.

Таким образом, удастся объяснить условия возникновения кулисообразных рядов трещин и особенности их морфологии, если исходить из теории, приведенной в главе 13, и связывать их с деформацией сдвига. Однако то, что теория не противоречит полевым данным и может быть согласована с ними, не означает полного доказательства ее правильности. Для окончательного решения вопроса необходимы эксперименты, которые позволяют установить внешние силы, распределение напряжений, деформации и расположение разрывов.

ГЛАВА 15

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРЕЩИН, СВЯЗАННЫХ СО СДВИГАНИЕМ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН ПРИ СДВИГАНИИ

Постановка задачи

Опыты по образованию трещин в условиях простого сдвига ставились нами с целью сбора фактов, которые необходимы для ответа на следующие вопросы:

1. Правильно ли отрицание графической схемы плоской конечной пластической деформации сдвига, изображающей перекашивание исходного квадрата в ромб с сохранением длины сторон (см. рис. 27, II).

2. Правы ли мы в том, что отказываемся от сопоставления трещин с осями конечных пластических деформаций при сдвигании и ищем связь между трещинами и осями условно-мгновенных упругих деформаций, которые считаем совпадающими с осями напряжений?

3. Существует ли зависимость угла, под которым образуются трещины при сдвигании, от механических свойств материалов, а если существует, то какова она?

Условия проведения опытов

В геологической литературе используются две схемы (см. рис. 27) плоской конечной пластической деформации сдвига, причем обе схемы привлекаются для объяснения кулисообразных рядов трещин отрыва.

Первая схема, согласно которой все точки образца смещаются в одном направлении параллельно одной оси, но с разной скоростью, прямо пропорциональной расстоянию от этой оси, была признана правильной.

Вторая схема, по которой плоская деформация кубика приводит к тому, что при сохранении длин ребер две его грани превращаются из квадратов в ромб, считалась неправильной.

При опытах, поставленных в соответствии с первой схемой, неизменно воспроизводились кулисообразные ряды трещин. Результаты этих опытов будут описаны ниже. При опытах, поставленных в соответствии

со второй схемой, кулисообразные ряды трещин не образовывались. Расположение возникших при этом трещин скалывания не соответствовало тому, которое указывалось схемой, фигурирующей во многих книгах и учебниках (см. рис. 16, 84, 86, 88, в [664]). Поэтому основное внимание было уделено моделированию по первой схеме.

Материалы моделей. Во всех опытах в качестве непрозрачного материала, моделирующего горные породы, применялась глина, которая часто используется для изучения процессов образования разрывов. В нашем распоряжении имелись серая тонкая скульптурная и бурая песчанистая глины, которые смешивались в различных пропорциях между собой и с водой. При проведении опытов с влажной глиной весьма приблизительно выдерживались условия подобия. Более точно их установить нельзя из-за того, что мы не в состоянии уточнить относящиеся к природным процессам данные о скорости деформации, вязкости и длительной прочности пород.

Для выяснения закономерностей распределения напряжений при деформации сдвига были испытаны прозрачные модели из пластичных растворов этилцеллюлозы и из упругих студней желатины.

Приборы для испытания моделей. Опыты проводились на двух приборах.

Опыты, соответствующие первой схеме, производились на приборе, внешний вид которого показан на рис. 33, а. На верхней поверхности образца краской наносились прямые линии поперек направления смещения подвижной половины лотка.

Опыты, соответствующие второй схеме, проводились с образцами размером $50 \times 50 \times 50$ мм, помещенными в специальную деревянную рамку, состоящую из четырех квадратных стенок, скрепленных петлями. После заполнения рамки глиной на сглаженных свободных поверхностях краской наносилась цветная квадратная сетка. Перекашивая рамку, можно было деформировать заключенную в ней глину.

Осуществить перекашивание рамки парой сил (см. рис. 27, II) технически сложнее, чем сжимать ее в направлении диагонали, поэтому применялся последний способ приложения внешних активных сил. Поскольку глина деформировалась только благодаря воздействию на нее деревянной рамки, способ приложения сил к рамке не оказывал влияния на процесс образования трещин в глине.

Состав каждого образца в момент его изготовления отражен на нижней половине диаграммы (рис. 33, б). Горизонтальная ось диаграммы выражает 100% объема сухого глиняного материала. В зависимости от процентного содержания серой и бурой глин состав их смеси отмечается той или иной точкой на горизонтальной оси. В середине оси точки отражают равное количество серой и бурой глин (по 50%). Крайняя левая точка на этой оси отвечает 100% серой глины и 0% бурой. Крайняя правая точка отвечает 100% бурой глины и 0% серой.

Вниз от горизонтальной оси отложен отрезок вертикальной оси, изображающий 100% объема смеси глиняного материала с водой. Каждой точке на этом отрезке отвечает смесь с определенным процентным содержанием. Точка середины нижнего отрезка вертикальной оси соответствует 50% воды и 50% глины. Крайняя нижняя точка вертикального отрезка изображает 100% воды и 0% глины, крайняя верхняя точка — 100% глины и 0% воды.

Вверх от горизонтальной оси отложен отрезок вертикальной оси, по которой откладывались величины углов α и β . Угол β измерялся между направлением оси кулисообразного ряда трещин (совпадающим с линией стыка двух половин лотка прибора) и направлением линии пересечения трещин с верхней поверхностью образца. По нему легко можно вычислить угол α между трещиной и направлением, образующим 45° с линией стыка двух половин лотка: $\alpha = 45^\circ - \beta$.

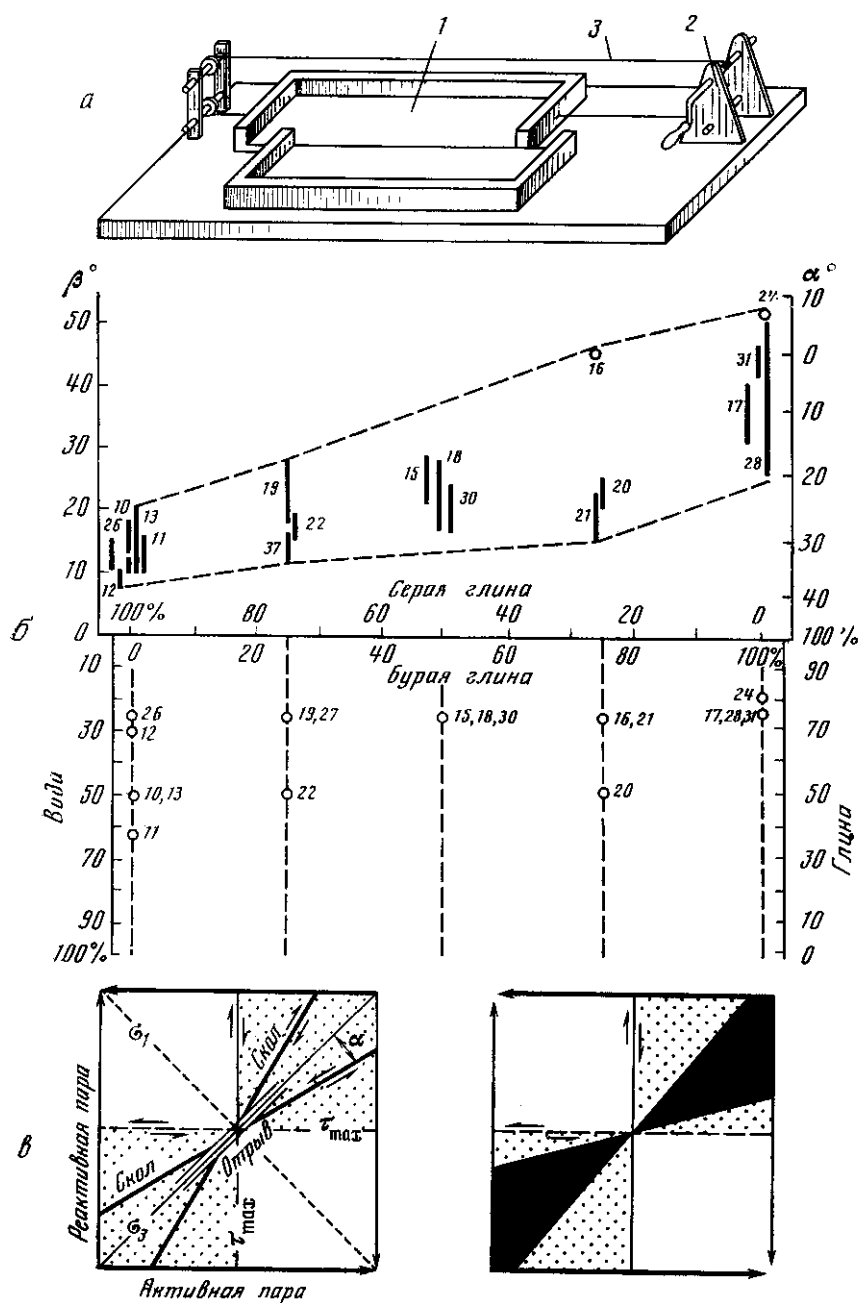


Рис. 33. Прибор для испытания моделей (а) и диаграммы направления трещин в моделях (б, в) при простом сдвигании

1 – лоток (23×10×1,5 см) для моделей; 2 – лебедка; 3 – тросик, тянущий неподвижную часть лотка (одна половина лотка неподвижна, другая – может сдвигаться вдоль первой); б – диаграмма для моделей из серой и бурой глин (цифры обозначают номера проб); в – сводная диаграмма

Таким образом, каждый опыт изображается на диаграмме (рис. 33, б) в двух местах: в нижней половине одна точка указывает состав материала (цифра обозначает номер опыта), в верхней половине точка (или жирная линия, объединяющая крайние положения нескольких точек) отражает величины углов α и β , под которыми возникали трещины.

Сводка результатов всех опытов дана на рис. 33, в. На ней направления возникших трещин изображались черными линиями, выходящими из центра диаграммы. Эти линии слились в черные секторы. Теоретически возможные направления трещин расположены в секторах, покрытых точками.

Опыты, проведенные по первой схеме

В результате проведения опытов по первой схеме можно прийти к выводу, что с возрастанием содержания бурой песчанистой глины в испытываемой смеси трещины отклоняются от оси кулисообразного ряда на все больший угол β . В чистой серой глине (рис. 34, а) этот угол равен $8\text{--}20^\circ$, в чистой бурой глине (рис. 34, в, г) — $20\text{--}50^\circ$; в смесях этих глин (рис. 34, б) углы имеют промежуточные значения. Влияние состава материала на величину угла β проявлялось не четко из-за того, что глина успевала усыхать в течение опыта.

Отдельные стадии разрушения образца при деформации сдвигания были тщательно прослежены и зафиксированы на нескольких опытах. Рассмотрим один из них.

Образец состоял из глины четвертичного возраста. Трещины в образце возникли после сдвигания на 10 мм в зоне шириной около 25 мм, т.е. после скашивания образца на 25° . Они образовали кулисообразный ряд в зоне, испытывавшей сдвигание. Отклонение трещин от оси ряда равнялось $15\text{--}20^\circ$. После смещения на 20 мм трещины настолько разрослись, что их концы стали заходить друг за друга. При дальнейшем сдвигании перемычки между трещинами испытывали продольное сжатие и выпучивались кверху. Одновременно с этим трещины разрастались и по простиранию, изменяя свое направление и соединяясь с соседними. При этом они обрезали со всех сторон небольшой участок, являвшийся перемычкой между двумя сдвигавшимися половинами образца. Он оказался заключенным внутри шва крупного разрыва. Другая перемычка между первоначально возникшими трещинами разрушилась в результате того, что при ее продольном сжатии и выпучивании вверх образовало надвиг, рассекший ее поперек.

Так постепенно сформировался крупный и сложнопостроенный разрыв, разделивший образец на две половины. Продолжение относительного перемещения крыльев крупного разрыва привело к вращению куска глины, заключенного внутри шва. Этот кусок испытал поворот на 180° при относительном смещении крыльев разрыва на 60 мм с момента начала деформации.

Края крыльев крупного разрыва, в результате сложности процесса образования последнего, оказались волнистыми. В местах сближения выпуклых частей крыльев разрыва его шов узкий. Между этими участками вогнутые части крыльев, располагаясь напротив друг друга, создают расширения зоны шва разрыва, внутри которой остались глыбы, испытывавшие вращение и раздробление.

Обобщая наблюдавшуюся во время опытов картину развития трещин при деформации сдвигания, можно наметить следующие типичные стадии (рис. 35):

- 1) пластическое сдвигание без разрушения;
- 2) образование кулисообразного ряда раскрывающихся трещин (левый ряд при левом сдвигании и правый ряд при правом сдвигании), вытянутого вдоль зоны, испытывающей сдвигание;

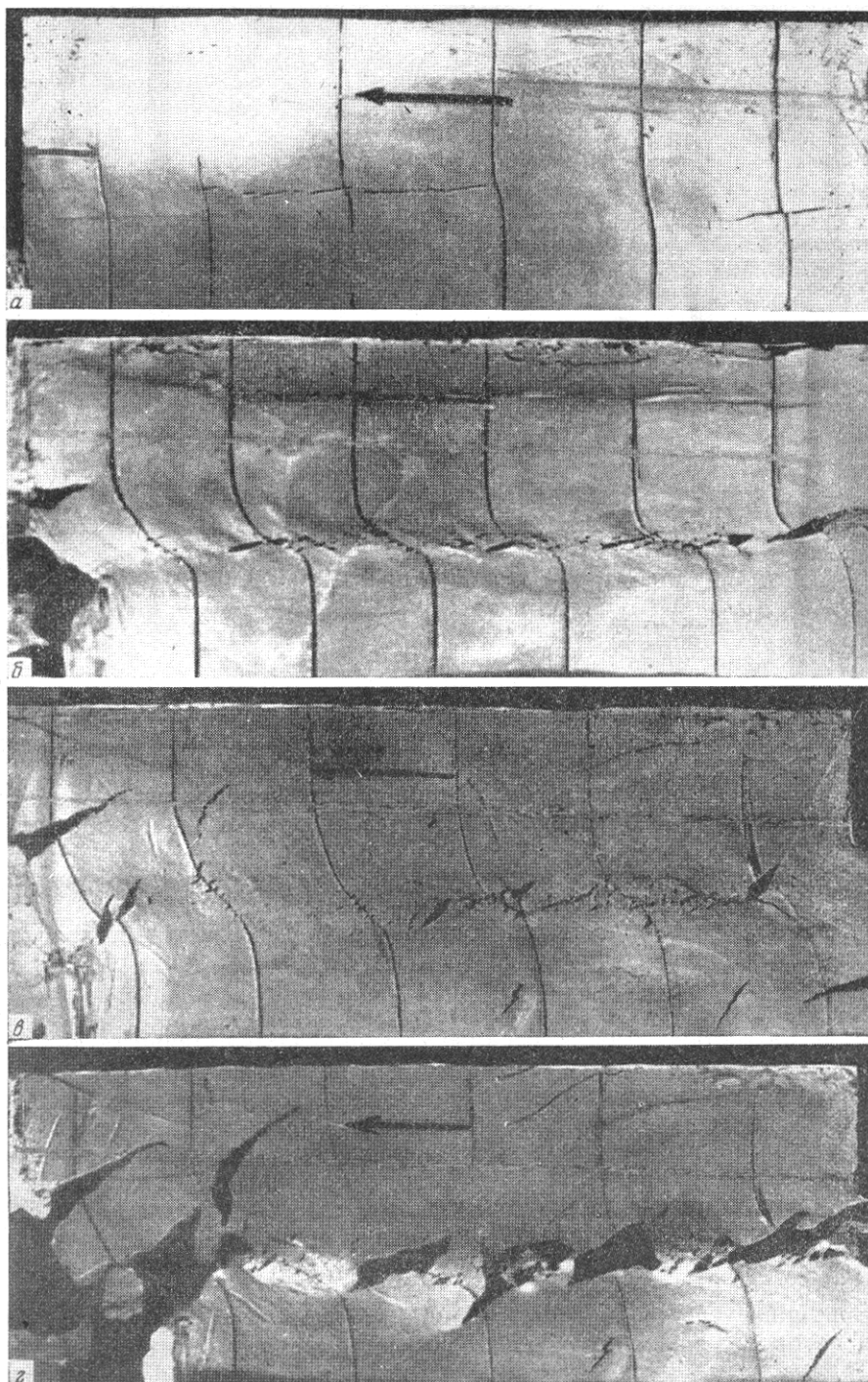


Рис. 34. Кулисообразные ряды трещин в моделях из влажной глины различного состава
а – серая глина; б – смесь серой и бурой глин; в, г – бурая глина

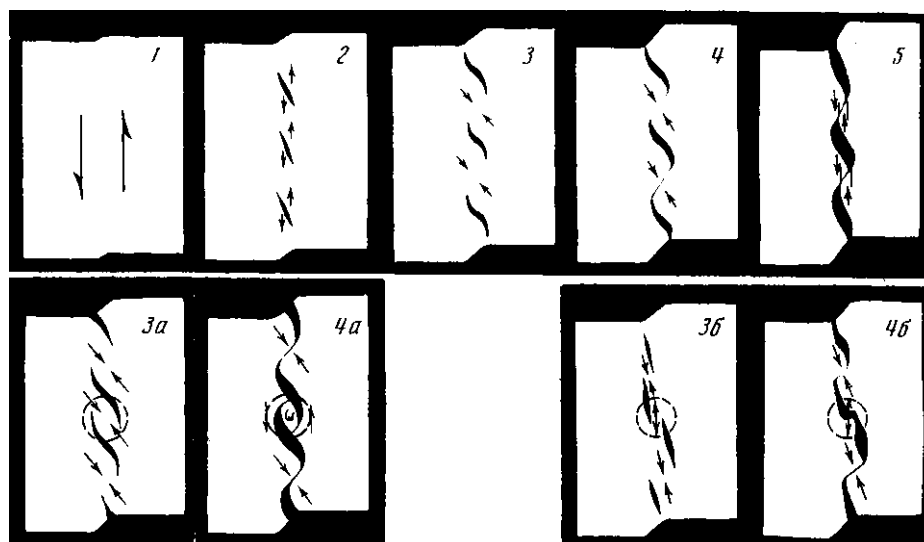


Рис. 35. Схема последовательных стадий (1–5) развития кулисообразного ряда трещин при деформации простого сдвига

3а, 4а и *3б, 4б* – разновидности развития трещин на 3-й и 4-й стадиях. Стрелки показывают направление усилий внутри модели

3) изгибание средних частей трещин при их разрастании в обе стороны вдоль первоначального простирания и возникновение S-образной формы трещин;

4) продольное сжатие промежутков между трещинами и связанное с этим изменение направления их разрастания; усиление S-образности формы трещин;

5) соединение концов соседних трещин в результате разрушения промежутков между ними.

Последующее смещение по крупному разрыву порождает возникновение зияющих полостей внутри шва разрыва, чередующихся с узкими участками, в пределах которых происходит выжимание и истирание сближающихся выпуклых частей крыльев.

Если на третьей стадии соседние трещины заходят друг за друга, то создаются условия для вырезания отдельных глыб, в дальнейшем заключенных внутри шва крупного разрыва и испытывающих вращение (см. рис. 35, *3а, 4а*). В редких случаях отклонения трещин от их обычного расположения (на третьей стадии) промежутки между трещинами испытывают растяжение и разрушаются путем отрыва (рис. 35, *3б, 4б*).

Результаты опытов совпадают с выводами, основанными на физической теории разрывов (см. гл. 7). Отчетливо устанавливается, что величина конечной пластической деформации сдвига не влияет на величину угла, под которым образуются трещины.

Величина угла отклонения трещин от оси кулисообразного ряда, судя по проведенным опытам, определяется механическими свойствами материала в условиях деформирования. Серая глина во всех опытах характеризовалась малой величиной угла отклонения трещин от оси ряда. Добавление бурой глины изменяло механические свойства глины — понижало прочность на отрыв по сравнению с прочностью на скалывание. Угол отклонения трещин от оси закономерно возрастает с увеличением добавки (см. рис. 33, б).

Данные описанных опытов были нанесены на диаграмму (см. рис. 33, в). Направление наблюдавшихся трещин расположено на ней в пределах черных секторов.

Отдельные опыты, произведенные нами с другими материалами, показали, что каждый из них характеризуется вполне определенным диапазоном величин угла отклонения трещин от оси ряда. Среди испытанных материалов были разные сорта увлажненной глины, влажный каолин, влажный шамот (грубоизмельченная обожженная огнеупорная глина), влажный песок, абразивные порошки в смеси с глицерином или трансформаторным маслом, петролатум в смеси со стеарином. Во всех этих опытах получались в общем такие же результаты, как в экспериментах с глиной. Трещины возникали в виде левых кулисообразных рядов и располагались под острым углом к оси ряда. Связать величину этого угла с величиной пластического сдвига, применяя для этого обычно используемые в геологии гипотезы, не удастся. Вместе с тем зависимость угла от состава и свойств материала намечается достаточно определенно, так как добавление различных примесей вызывает закономерное изменение величины угла.

Нами было отмечено, что после своего образования трещины могут деформироваться и изменять ориентировку в пространстве.

Многие получившиеся при опытах трещины располагались в пространстве таким образом, что в ряде случаев оказывались перпендикулярными к направлению наибольшего удлинения. В процессе образования они раскрывались, приобретая зияющий характер. Эти трещины, бесспорно, могут быть отнесены к категории отрывов. Другие трещины располагались так, что почти совпадали по направлению с плоскостями действия наибольших касательных напряжений. В процессе развития их крылья перемещались почти параллельно плоскостям трещин. Раскрытия трещин почти не происходило. По всем признакам эти трещины являются сколовыми. Трещины, возникающие под углом меньше 45° к оси ряда, также являются сколовыми. Величина угла отклонения их от 45° характеризует коэффициент q , который отражает зависимость прочности от нормальных напряжений.

Опыты, проведенные по второй схеме

Опыты, проведенные по второй схеме (результаты которых представлены в табл. 8 и на рис. 36), позволяют утверждать, что при деформации по схеме, изображенной на рис. 27, II, лишь на начальной стадии можно говорить о приблизительно плоском характере деформации. В дальнейшем резко проявляется ее объемный характер.

Таблица 8

Расположение трещин в образцах при сдвиге по второй схеме

Состав, образца, %		Угол, град				Наибольшее укорочение, %
бурая глина	серая глина	тупой угол ромба	между трещинами и сторонами ромба	между трещинами	между трещинами и укороченной диагональю	
—	100	117	18—30	65—75	32—40	28
50	50	107	10—15	80	40	14
66	33	115	22—24	60	30—35	24
100	—	110	15—21	83	36—40	17

Возникающие на ранней стадии деформирования трещины скалывания в глине не параллельны сторонам ромба, а образуют с ними углы от 10 до 30° и отклоняются в одном направлении. Биссектрисы острых углов между трещинами скалывания, тянущимися в двух направлениях, приблизительно совпадают по ориентировке в пространстве с укорачивающейся диагональю ромба.

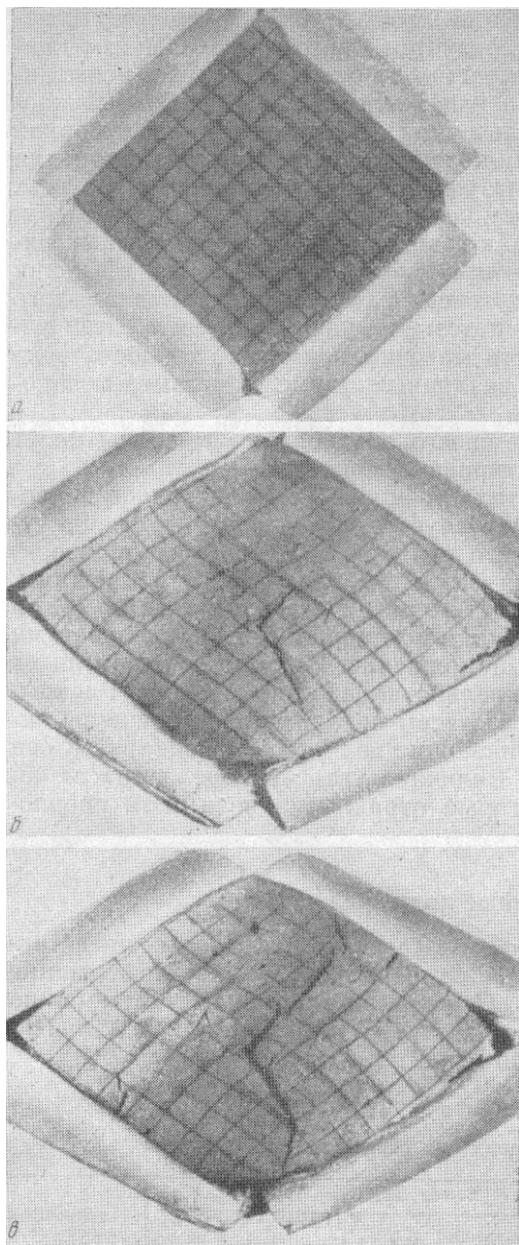


Рис. 36. Последовательное развитие трещин скальвания в модели, деформируемой по второй схеме

a – исходная форма; *б* – слабо деформированная; *в* – сильно деформированная модель

Эти особенности расположения трещин, возникающих в глине, не согласуются с часто применяющейся геологами схемой, по которой трещины скальвания при такой деформации считаются параллельными сторонам ромба. Трещин отрыва в глине не получилось.

Весьма важно то, что в тех же смесях бурой и серой глины, в случаях постановки опытов по первой схеме, неизменно возникали кулисообразные ряды трещин.

Соотношения между направлением сдвига и типами образовавшихся кулисообразных рядов были при этом такими же, какие устанавливаются в природе.

Следовательно, примененная в рассмотренных опытах вторая схема деформации не способствует возникновению кулисообразных рядов трещин отрыва, и предположение о параллельности трещин скальвания сторонам ромба, которое основывается на использовании гипотезы Г. Беккера, является неправильным. Как известно, гипотеза Г. Беккера делает обязательным совпадение биссектрисы тупого угла между трещинами скальвания с укорачивающейся диагональю ромба. Во всех наших опытах с укорачивающейся диагональю ромба совпадает биссектриса острого угла.

Гипотеза наибольших касательных напряжений может объяснить возникновение трещин скальвания лишь под углом в 45° к направлению наибольшего укорочения, совпадающему с укорачивающейся диагональю ромба. Если бы с короткой диагональю ромба совпадала биссектриса тупого угла между трещинами скальвания, то можно было бы предполагать, что трещины возникали под углом 45° к направлению наибольшего главного сжимающего напряжения, а затем они были повернуты в процессе пластической деформации (достигавшей 14—28%), из-за чего мы наблюдаем искаженные углы. Но поскольку эти углы, уве-

личенные пластической деформацией после образования трещин, существенно меньше 45° , приходится констатировать, что трещины возникали безус-

ловно под углом меньшим 45° к направлению наибольшего сжатия. Следовательно, гипотеза максимальных касательных напряжений не может быть применена для объяснения полученных трещин.

Таким образом, остаются гипотезы, считающие закономерным расположение трещин скалывания под углом меньшим 45° к направлению наибольшего сжатия: гипотеза, учитывающая влияние внутреннего трения на образование трещин скалывания, гипотеза Мора и изложенное ранее (см. гл. 7) комплексное представление о прочности пород, с учетом роли времени. Наблюдавшиеся в наших опытах факты могут быть объяснены с помощью любой из этих трех гипотез. Опыты были поставлены таким образом, что получить материал для более полной оценки применимости данных гипотез было нельзя (всестороннее давление и длительность действия напряжений были в первом приближении одинаковыми).

Все три гипотезы связывают трещины не с величиной конечной пластической деформации и положением ее осей, а с осями существующих в материале напряжений, которые однозначно определяются условно-мгновенными упругими деформациями.

Таким образом, трещины скалывания, которые фактически образуются при деформации, протекающей в соответствии со схемой, изображенной на рис. 27, II, могут быть объяснены гипотезами, не только связывающими их с осями напряжений, но и учитывающими возможность отклонения трещин от поверхностей действия наибольших касательных напряжений.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МОДЕЛЕЙ ПРИ СДВИГАНИИ

Распределение напряжений при сдвигании было изучено оптическим методом на моделях двух типов.

Модели первого типа — из пластичных растворов этилцеллюлозы с вязкостью порядка от 10^3 до 10^8 пз. Этот материал заполнял узкий зазор между двумя коаксиальными цилиндрами фотопластовискозиметра [195, 513, 514]. Поворот одного цилиндра по отношению к другому вызывал в материале, заполняющем зазор, деформацию простого сдвигания. Условия подобия в этих опытах такие же, как и при экспериментах с глиной. При многочисленных опытах с растворами этилцеллюлозы различной концентрации (различной вязкости), проведенных с самыми разнообразными скоростями деформации, неизменно отмечались одни и те же закономерности [514]. В направлении, параллельном сдвиганию, величина максимальных касательных напряжений не изменялась. Наибольшее изменение их величины происходило в направлении, перпендикулярном к сдвиганию.

Направления действия главных нормальных напряжений, определяемые по углам погасания и расположению изоклин, заведомо не зависят от величины пластической деформации. Деформацию можно увеличивать неопределенно долгое время и это не отразится на ориентировке осей нормальных напряжений, которые постоянно расположены под углами около 45° к направлению сдвигания. Таким образом, подтверждается схема ориентировки осей напряжений, приведенная на рис. 31.

Модели второго типа из упругого желатинового студня имели форму пластин, каждая из которых заключена в рамку, состоящую из двух половинок П-образной формы. Сдвигая половинки рамки одну по отношению к другой в средней части пластины, можно было создавать деформацию, близкую к простому сдвиганию. В природных условиях деформация сдвигания часто развивается в обстановке общего сжатия или растяжения. Поэтому желатиновые пластины не только сдвигались, но и растягивались или сжимались в направлении, перпендикулярном к направлению сдвигания. Такую деформацию называют сложным сдви-

ганием. Эксперименты были проведены автором совместно с И. М. Кузнецовой.

На упругих моделях рассматривались напряжения, связанные только с упругой деформацией, создававшейся вследствие отдельного акта сдвигового смещения. Вес модели не вызывал в ней деформаций, поэтому им можно было пренебречь при рассмотрении условий подобия, так же как и временем. В итоге условия подобия упрощались так сильно, что требовалось только соблюдение подобия граничных и начальных условий и равенство множителя подобия напряжений множителю подобия модулей упругости.

Испытывая пластину из упругого желатинового студня с произвольным модулем упругости, мы выясняли распределение напряжений, сходное с тем, которое должно иметь место в земной коре при аналогичных граничных и начальных условиях и при таком же коротком времени существования деформации (сутки, месяцы). Множитель подобия напряжений при этом равен:

$$C_{\tau} = \frac{G_{\text{модели}}}{G_{\text{горных пород}}} = 10^{-5},$$

так как модули упругости желатинового студня порядка 10^6 дин/см², а у горных пород — порядка 10^{11} дин/см².

В результате экспериментов при простом сдвигании было отмечено, что напряжения сохраняются почти постоянными вдоль полосы, испы-

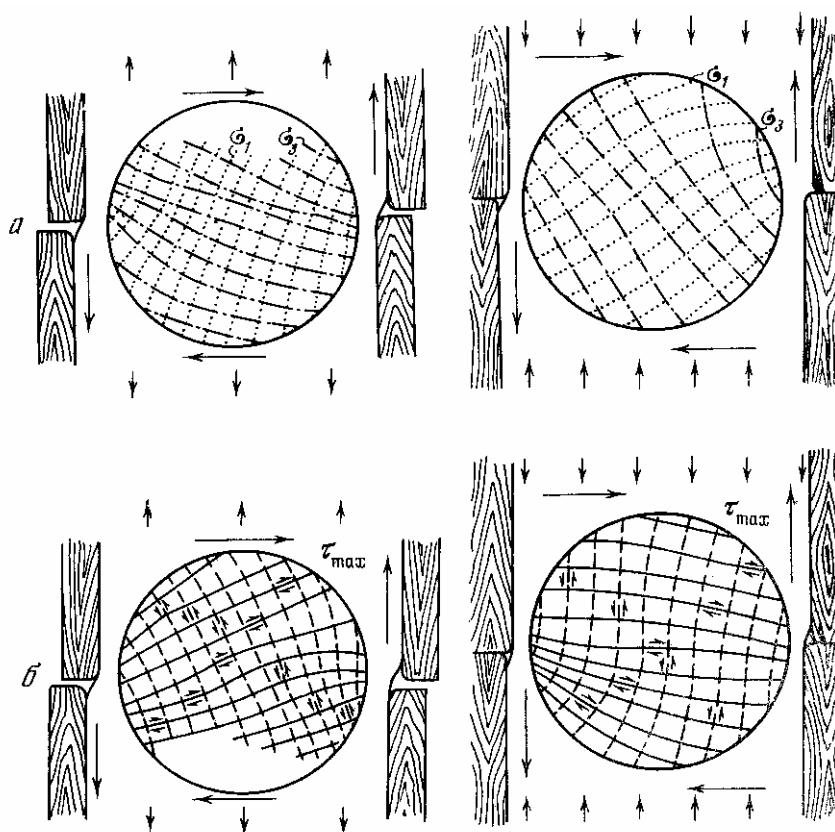


Рис. 37. Траектории главных напряжений в желатиновых моделях при деформации сдвигания одновременно с растяжением (слева) и сжатием (справа)

a – нормальные напряжения; *б* – касательные напряжения

тывающей деформацию сдвига. Оси главных нормальных напряжений образуют углы по 45° с направлением сдвига. Такой же результат был получен раньше Э. Кокером и Л. Файлоном [336].

Местные осложнения поля напряжений видны только вблизи углов рамки, давящих на модель.

При дополнительном сжатии, одновременном со сдвигом, оси напряжений оказываются несколько повернутыми по направлению сдвига (менее чем на 45°). Это понятно, так как в случае одного

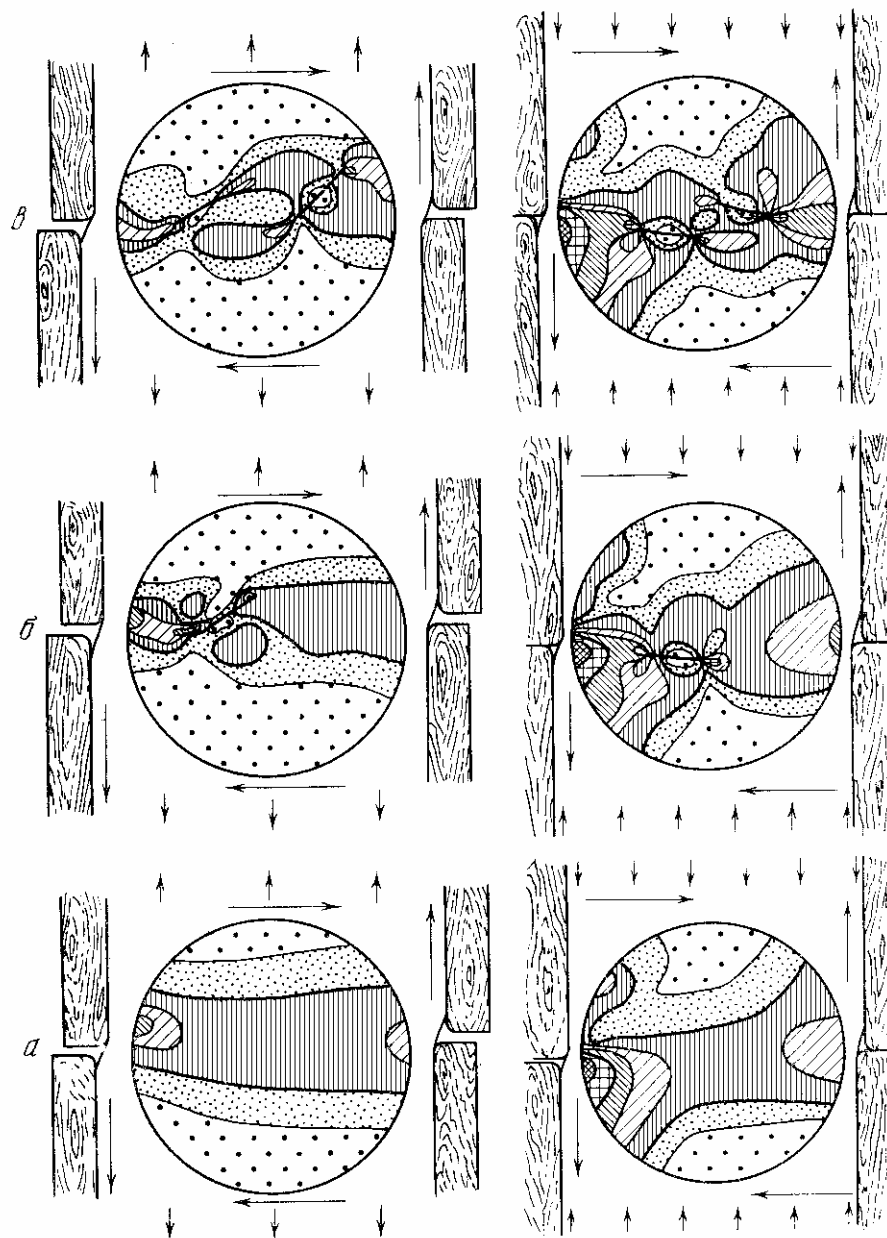


Рис. 38 Распределение напряжений в желатиновых моделях при деформации сдвига одновременно с растяжением (слева) и сжатием (справа)

a – исходное поле напряжений; *б* – поле напряжений при одной прорези; *в* – поле напряжений при двух прорезях. Динамооптическую таблицу для сопоставления интерференционных окрасок с величиной напряжений см. на рис. 15

только сжатия оси напряжений должны располагаться в положении, отличающемся на 45° от того, которое констатируется при одном лишь сдвигании. Новое направление осей напряжений, свойственное сдвиганию со сжатием, диктует соответствующее изменение и в расположении трещин. Однако все они должны располагаться кулисообразно с прежним знаком (рис. 37, а).

Эксперименты с дополнительным растяжением, одновременным со сдвиганием, выявили поворот осей напряжений против направления сдвигания (на угол меньше, чем 45°). Трещины, соответствующие этому положению осей, должны располагаться кулисообразно, но трещины одного из направлений скальвания могут при этом образовать ряд обратного знака по сравнению со случаем простого сдвигания. Они могут при левом сдвигании образовать правый ряд, а при правом сдвигании — левый ряд (см. рис. 37, б). Соотношение рядов трещин отрыва с направлением сдвигания качественно не должно зависеть от дополнительного сжатия или растяжения (см. рис. 31).

В местах действия наибольших по величине касательных напряжений делались прорези в модели, направление которых совпадало с траекториями главных касательных напряжений, определяющих положение кулисообразных рядов трещин скальвания (рис. 38). Сами по себе эти трещины не возникали в модели из-за несоответствия прочности желатинового студня (она слишком велика) условиям подобия. После появления искусственных трещин — прорезей — напряженное состояние моделей изменялось. Около концов прорезей касательные напряжения повышались в узкой искривленной полосе, тянущейся по направлению к соседней прорези. Кроме того, происходило небольшое изменение траекторий главных напряжений, в результате чего последние как бы «подтягивались» ближе к соседней прорези. Около средней части прорези касательные напряжения уменьшались.

Таким образом, напряжения указывают на то, что трещины должны постепенно изменять направление разрастания и сливаться одна с другой. Это явление было отмечено выше при рассмотрении непрозрачных моделей.

Основным результатом данных экспериментов является констатация того, что при всех разновидностях деформации сдвигания оси главных нормальных напряжений ориентированы наискось к направлению сдвигания, а трещины (независимо от того, относятся они к отрывам или сколам) располагаются кулисообразно. Результаты исследования поля напряжений на прозрачных моделях согласуются с выводами о развитии трещин на непрозрачных моделях.

ВЫВОДЫ

1. Опыты показали, что при деформации сдвигания возникают кулисообразные ряды трещин. Механическую сущность этой деформации наиболее правильно графически отражает первая схема.

2. Вторая схема деформации, согласно которой квадрат перекашивается в ромб с сохранением длины сторон четырехугольника, а трещины скальвания образуются параллельно сторонам ромба, не соответствует фактам. Она не отражает условий возникновения кулисообразных рядов трещин.

3. Положение трещин должно рассматриваться по отношению к осям напряжений, совпадающим с осями условно-мгновенных упругих деформаций. От сопоставления положения трещин с ориентировкой осей конечных пластических деформаций следует отказаться. Следовательно, приходится отказываться от построений, предложенных А. Надаи [482], от построений Г. Беккера [734] и от часто используемой в структурной геологии схемы, на которой сколы изображаются параллельно сторонам

ромба, получающегося в результате скашивания квадрата [664]. Не противоречит фактам схема, описанная ранее (см. рис. 31, б — д).

4. Трещины, располагающиеся в виде кулисообразных рядов, в одних случаях являются отрывами, в других — сколами.

5. Величина угла между трещинами скалывания, образующими кулисообразный ряд в момент их возникновения, и осью этого ряда определяется механическими свойствами материала — коэффициентом q из главы 7. Она не зависит от величины конечной пластической деформации, происшедшей до момента зарождения трещин. Пластические деформации после образования трещин приводят к изменению ориентировки трещин в пространстве и к увеличению угла между ними и осью ряда.

6. Кулисообразное расположение трещин при деформации сдвига определяется тем, что величина напряжений остается постоянной только вдоль направления сдвига и изменяется в остальных направлениях, а поверхности разрушения (сколы и отрывы), подчиняясь траекториям главных напряжений, должны развиваться наискось к направлению сдвига. Эта закономерность распространяется на простое и сложное сдвигание. Поэтому кулисообразное расположение трещин (отрывов или сколов) является обязательным свойством всех типов деформации сдвига.

7. Оси главных нормальных напряжений при всех типах деформации сдвига ориентированы наискось к направлению сдвига. Ось алгебраически минимальных (наибольших из сжимающих) нормальных напряжений при простом сдвигании расположена под углом 45° ; в случае дополнительного сжатия этот угол увеличивается, а при дополнительном растяжении — уменьшается.

8. Данные о моделях подтверждают правильность приведенной выше интерпретации кулисообразных рядов трещин в различных породах Байджансайского антиклинория.

9. Данные о моделях подтверждают теорию простого сдвига и образования связанных с ним трещин.

ГЛАВА 16

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ВЕЛИЧИНОЙ И ЧИСЛОМ РАЗРЫВОВ

На примере детально изученного Байджансайского антиклинория хр. Каратау можно количественно охарактеризовать соотношения между относительно более крупными и мелкими тектоническими разрывами. На ряде особенно детально изученных участков антиклинория было констатировано, что трещин длиной в единицы и десятки метров на 1 км^2 в среднем приходится около 24 000. Следует принять во внимание, что изученные участки являются наиболее сильно нарушенными и составляют примерно $1/3$ всей площади антиклинория. В среднем для всего антиклинория таких трещин на 1 км^2 приходится около 10 000.

В средненарушенных частях Байджансайского антиклинория встречаются примерно по 6 более крупных разрывов длиной порядка 100 м, а в сильнонарушенных — по 12—18 на 1 км ; для всего антиклинория их примерно 10 на 1 км^2 . Крупных разрывов длиной в несколько километров в антиклинории по 0,5 на 1 км^2 ; разрывов длиной в десятки километров — не больше 10, т. е. 0,02 на 1 км^2 .

Наконец, через Байджансайский район проходит Главная Каратауская зона разрывов, длина которой измеряется многими сотнями километров. Она является единственной зоной разрывов такой величины для площади много большей, чем Байджансайский район, включающей в себя весь хр. Каратау и территории, граничащие с ним с северо-запада и юго-востока. Учитывая это, можно найти, что на 1 км^2 в среднем приходится около 0,0002 такого разрыва.

Перечисленные величины дают количественную характеристику закономерности, хорошо известной геологам лишь качественно: более крупные разрывы встречаются реже, чем относительно мелкие.

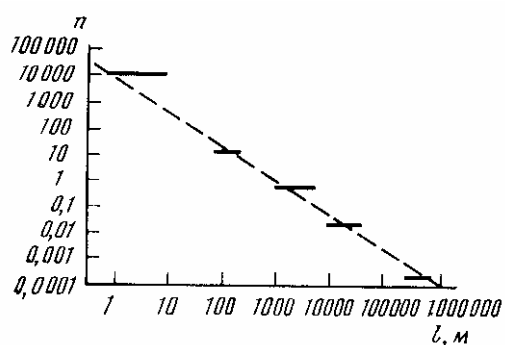


Рис. 39. Соотношения между средним числом разрывов на 1 км^2 (n) и их длиной (l) в Байджансайском антиклинории

Вычисленные средние числа разрывов, приходящихся на 1 км^2 , были нанесены на график в двойном логарифмическом масштабе (рис. 39). Выявилось, что полученные величины можно объединить прямой линией, которая подчиняется уравнению

$$\Delta \lg n = -v \Delta \lg l, \quad (1)$$

где $\Delta \lg n$ — изменение логарифма числа разрывов; $\Delta \lg l$ — изменение логарифма длины разрывов; v — коэффициент пропорциональности, в данном случае приближенно равный 1,3. Значит

$$\Delta \lg n = -1,3 \Delta \lg l. \quad (2)$$

Из работы Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [797] по сейсмичности Земли, а также из исследований по региональной сейсмичности многих районов Японии, СССР, КНР, ВНР, США, Швеции и других стран рядом геофизиков было установлено, что аналогичная линейная связь существует между логарифмом числа землетрясений (N) и логарифмом их энергии (U). На территории СССР такие исследования провели Ю. В. Ризниченко и И. А. Нерсесов [587]. Коэффициент пропорциональности для всей Земли в целом и для отдельных небольших районов, соизмеримых с Байджансайским, оказался близким к 0,4:

$$\Delta \lg N = -0,4 \Delta \lg U. \quad (3)$$

Наконец, С. Д. Виноградов [136] установил, что при разрушении образца горной породы в лабораторных условиях логарифм числа упругих импульсов, возникающих при образовании отдельных трещин, связан той же линейной зависимостью с логарифмом энергии импульсов. Коэффициент пропорциональности в этом случае близок к 0,4.

Таким образом, существует общая закономерность, распространяющаяся на сложенные горными породами твердые тела величиной от лабораторного образца до земного шара.

Автором было показано, что энергия землетрясения (U) пропорциональна третьей степени длины разрыва l .

Вероятно, различия в энергии землетрясений, возникающих в одном районе, определяются в основном величиной разрывов (см. гл. 7). Соот-

ветственно наличие связи между числом и энергией землетрясений было предложено считать результатом того, что существует связь между числом и величиной разрывов, вызывающих землетрясения. Из уравнения (5) в гл. 24 следует, что логарифм энергии прямо пропорционален логарифму длины разрывов, причем коэффициент пропорциональности равен 3. Следовательно,

$$\Delta \lg U = 3 \Delta \lg l. \quad (4)$$

Считая, что число землетрясений N равно числу образовавшихся или обновившихся разрывов n и подставляя (4) в эмпирическую формулу (3), получим следующую предполагаемую зависимость между числом разрывов (n) и их длиной (l):

$$\Delta \lg n = -1,2 \Delta \lg l. \quad (5)$$

Эта связь, основанная на весьма обширных сейсмологических данных, оказалась практически совпадающей с той эмпирической связью (2), которая независимо и непосредственно установлена в Байджансайском антиклинории.

Выявленная закономерность соотношения между величиной и числом разрывов дает возможность приближенно вычислять среднее число разрывов любой величины, если известно число разрывов другой величины. Например, определив число относительно крупных нарушений по аэрофотоснимку, можно приближенно предвидеть среднюю густоту расположения не различимых на нем мелких трещин. Или, отметив по геологической карте, как изменяется в пространстве количество крупных легко выявляемых разрывов, предвидеть изменение густоты расположения мелкой трещиноватости. Решение таких вопросов может представлять большой практический интерес при поисках и разведке рудных и нефтяных месторождений, в которых количество полезного ископаемого в единице объема часто определяется густотой расположения трещин. Это может быть полезно и при инженерно-геологических расчетах.

МОРФОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

Тектонические разрывы, с образованием которых связано появление значительных пластических деформаций, называются вязкими (или пластичными). Они часто являются результатом длительного разрушения под действием напряжений, намного меньших условно-мгновенной прочности. Другие разрывы, которым не предшествуют заметные, связанные непосредственно с ними, пластические деформации, называются хрупкими. Их приходится связывать с кратковременным разрушением, проявляющимся при напряжениях, близких к условно-мгновенной прочности. Существование разрывов двух типов возможно, так как соотношение между скоростью разрушения и скоростью пластического деформирования горных пород может быть различным.

При полевых исследованиях в Байджансайском антиклинории было отмечено, что швы тектонических разрывов имеют различную ширину: от дециметров до нескольких десятков метров. При этом разрывы со значительной амплитудой перемещения в несколько сотен метров нередко обладают узким простым швом, представленным немногочисленными поверхностями разрушения. В других разрывах при амплитудах в несколько десятков метров отмечалась большая ширина шва, состоящего из многочисленных поверхностей разрушения. Соответственно можно различать сосредоточенные и рассеянные разрывы. Поэтому ширину и сложность строения шва приходится считать зависящими не от амплитуды, а от механизма формирования разрыва.

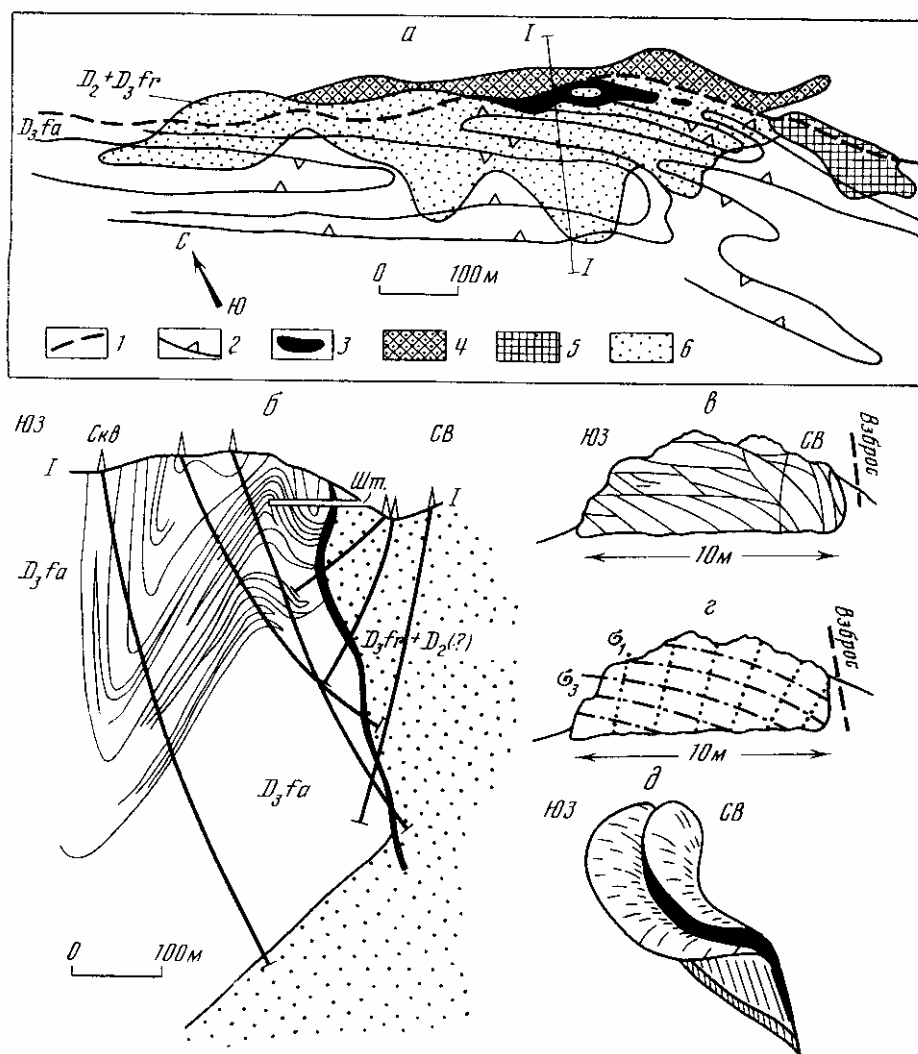


Рис. 40. Волнистость шва Аксуранского взброса

a – форма выхода взброса в плане по данным детальной инструментальной съемки (по Т. Е. Масловой): 1 – выход взброса, 2 – границы выходов отдельных пластов фаменских отложений в относительно опущенном крыле разрыва (треугольники указывают направление наклона слоев), 3 – выходы промышленного оруденения, 4 – 6 – проекции на горизонтальную плоскость областей распространения скрытых на глубине промышленных рудных тел, залегающих в виде жил в шве Аксуранского взброса (4), в швах сопряженных с ним взбросов, наклоненных на юго-запад (5) и образующих согласные со слоистостью пластовые залежи и седловидные жилы (6); *б* – форма взброса на профиле I–I; *в* – трещиноватость вблизи шва взброса в лежачем боку; *г* – распределение напряжений σ_1 и σ_3 по интерпретации трещин; *д* – схематичное перспективное изображение формы крупных трещин скальвания в лежачем боку взброса, вблизи шва

Прослеживание различных тектонических разрывов при детальной геологической съемке дало возможность сделать вывод не о прямолинейной, а о волнистой форме линий их простирания. Вследствие хорошей обнаженности исследуемого района волнистость поверхностей разрывов по простиранию легко устанавливается. На рис. 40 и 41 приведены данные о волнистости швов Аксуранского и Байджансайского взбросов. На рис. 40, *a* и 41, *a*, *б* видна волнистость линий взбросов в плане. Влияния рельефа на форму линий выходов в данных случаях не наблюдается.

Рассмотрение этих и других примеров позволяет говорить о существовании различных морфологических типов волнистости. Одни разрывы

характеризуются более или менее правильной синусоидальной волнистостью: резкие изломы линий их простирания отсутствуют. Другие разрывы обладают гирляндной волнистостью: постепенный, плавный изгиб линий простирания сменяется резким изломом, после которого снова следует постепенный изгиб. Выходы разрывов третьего типа представляют собой ломаные линии, состоящие из отдельных прямых

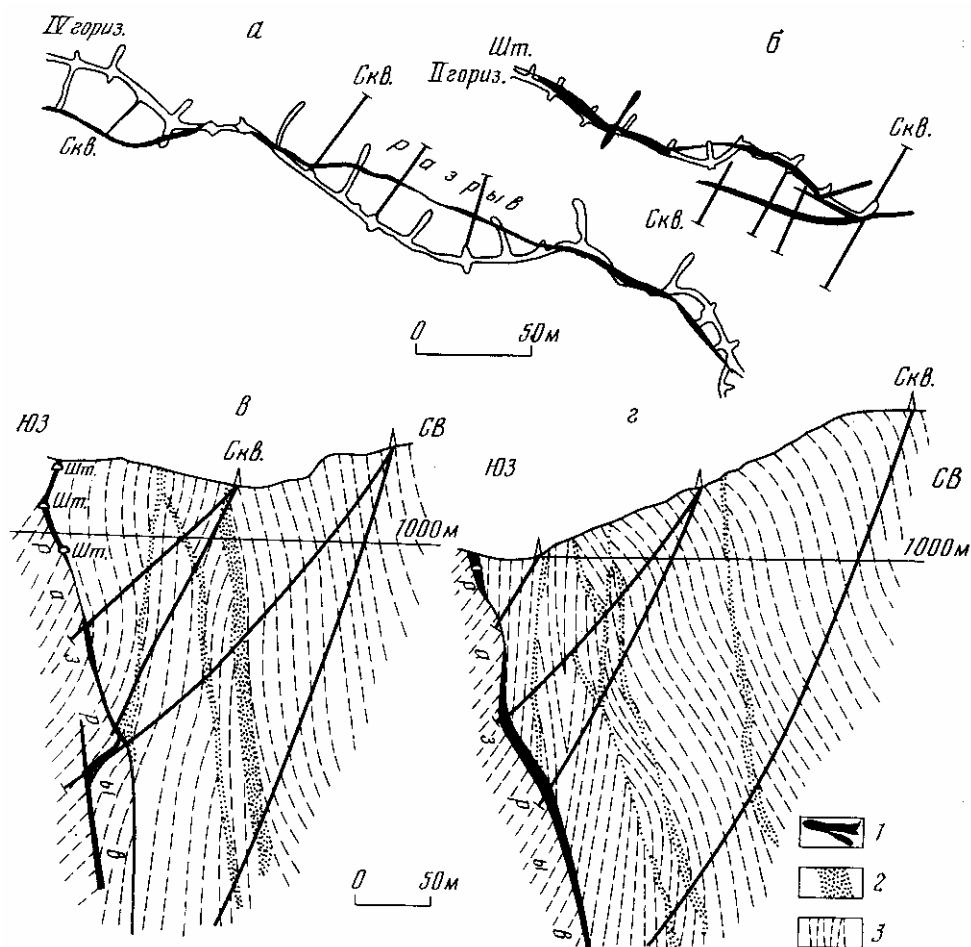


Рис. 41. Волнистость шва Байджансайского взброса

а, б – форма взброса в плане на разных рудничных горизонтах; *в, г* – форма взброса в поперечных вертикальных сечениях. 1 – шов главного разрыва; 2 – зоны интенсивной трещиноватости и второстепенные разрывы; 3 – направление слоистости

отрезков. Для того чтобы дать представление о масштабе явления, данные о волнистости простирания ряда разрывов сведены в табл. 9.

Из таблицы видно, что в изученном районе отношение длины волны разрыва к ее амплитуде колеблется в пределах от 5 до 20; наиболее часто встречаются значения 6—13. При полевых исследованиях наблюдалось, что заостренные части линии разрыва бывают направлены в сторону опущенного и поднятого крыла.

Волнистость простирания разрывов была описана нами только по материалам одного района, но наблюдалась она автором и в ряде других мест. Характерные ее проявления были обнаружены в Средневенгерских горах. Там, в бокситных карьерах искусственно обнажены и

Таблица 9
Волнистость простираения разрывов

Длина волны разрыва, м	Амплитуда волны разрыва, м	Отношение длины волны разрыва к ее амплитуде	Длина волны разрыва, м	Амплитуда волны разрыва, м	Отношение длины волны разрыва к ее амплитуде
1000—1200	50—60	20	600	90	6,4
600	80	7,5	800	100	8
1000	80	12,5	400	30	13,3
1300—1500	80	16; 25—18; 7,5	260	30	8,6
500	50	10			

отпрепарированы поверхности крупных сбросов, тянущиеся непрерывно на 100 м и более. Сбросы секут триасовые известняки с доломитами и песчано-глинистые третичные отложения. Все сбросы обладают хорошо выраженной волнистостью простираения. На фоне крупных волн выделяются более мелкие.

На участках месторождений полезных ископаемых, при большом количестве горных выработок и скважин, констатируется также волнистая форма линий пересечения разрывов с вертикальной плоскостью (см. рис. 40, б, 41, в, г).

Таким образом, устанавливается пространственная волнистость крупных разрывов.

Волнистость простираения видна на многих достаточно детальных и точных геологических картах разных масштабов. Волнистость простираения взбросов и сбросов зафиксирована на третичных гребневидных складках в Передовом Предкавказском прогибе. Волнистость надвигов в условиях молодой складчатости средней интенсивности отражена на картах, составленных В. П. Мирошниченко [463] с применением аэрофотоснимков для одного из идеально обнаженных районов Средней Азии. Волнистость видна и на схеме Д. С. Кизевальтера [326], изображающей положение детально изучавшихся им крупных, длительно живущих разрывов, осложняющих палеозойское ядро необращенного антиклинория Передового хребта Большого Кавказа. Она отмечена А. А. Белицким [34] в Кузбассе и Ю. С. Шихиным [706] в Тянь-Шане. Число подобных примеров можно увеличить во много раз.

Во всех перечисленных случаях длина крупных волн разрывов колеблется в интервале от 100 м до 5 км, а амплитуда — от 10 до 500 м. Характерно, что в подавляющем большинстве случаев отношение длины волны к амплитуде равно 10; весьма редко оно уменьшается до 5 или возрастает до 15. Тектонические разрывы не только в изучавшемся нами районе, но и в других характеризуются более или менее правильной волнистостью простираения. Такое заключение можно сделать о различных рассеянных и сосредоточенных разрывах: взбросах, выдвигах, надвигах и сбросах.

Представление о прямолинейности простираения крупных разрывов, содержащееся во многих учебниках по структурной геологии, часто не соответствует описанным фактам. Вероятно, нужно говорить об общем, среднем направлении простираения каждого разрыва, отклонения от которого будут наблюдаться повсеместно.

Размер отклонения в изученном районе, судя по среднему соотношению длины волны к амплитуде, равному 10, составляет около 6°. Это значит, что в среднем разница в замерах простираения, полученных путем измерения на отдельных небольших участках разрыва, равна 12°. Весьма важно, что при указанной средней величине отклонения на небольших участках шва разрыва от его общего простираения имеются гораздо более крупные отдельные резкие отклонения, достигающие 90°.

Для выяснения причин волнистости разрывов нами при полевых наблюдениях детально изучались хорошо обнаженные участки. На них установлено, что места резких изгибов линии простирания крупного разрыва представляют собой точки пересечения отдельных частных разрывов, образующих прямолинейные или плавно изгибающиеся отрезки. Иначе говоря, полевые наблюдения указывают на то, что крупный тектонический разрыв, тянущийся на несколько километров или десятков километров, не представляет собой одной единой поверхности; он не является первоначально единой сквозной трещиной. Каждый крупный разрыв, судя по достаточно обнаженным участкам, есть результат объединения ряда более мелких, первоначально самостоятельных и разобщенных разрывов. Для подтверждения сказанного остановимся на двух примерах:

1. Рассмотрим сосредоточенный вертикальный разрыв юго-восточного простирания на юго-восточной периклинали Акбетской антиклинали, приуроченный к крылу частной антиклинальной складки, которая осложняет эту периклинали. Северо-восточное поднятое крыло разрыва сложено слоистыми фаменскими доломитами; юго-западное опущенное крыло — нижнетурнейскими массивными известняками. В обоих крыльях слои падают на юго-восток под углом от 15 до 40°. На контакте фамена с нижним турне образовался обрыв нижнетурнейских известняков. На рис. 42, а виден уступ известняков. Контакт фамена и нижнего турне не прямолинеен. Видна кривизна разрыва и гирляндовидная форма линии его выхода. Весьма важно, что резкий перелом этой линии не совпадает с дном оврага, и, следовательно, не связан с наклоном разрыва и влиянием рельефа на форму его выхода. Излом линии выхода обусловлен изломом простирания вертикального разрыва.

На рис. 42, б видно несколько резких изломов линии того же тектонического контакта фамена с нижним турне. Достоверно устанавлива-

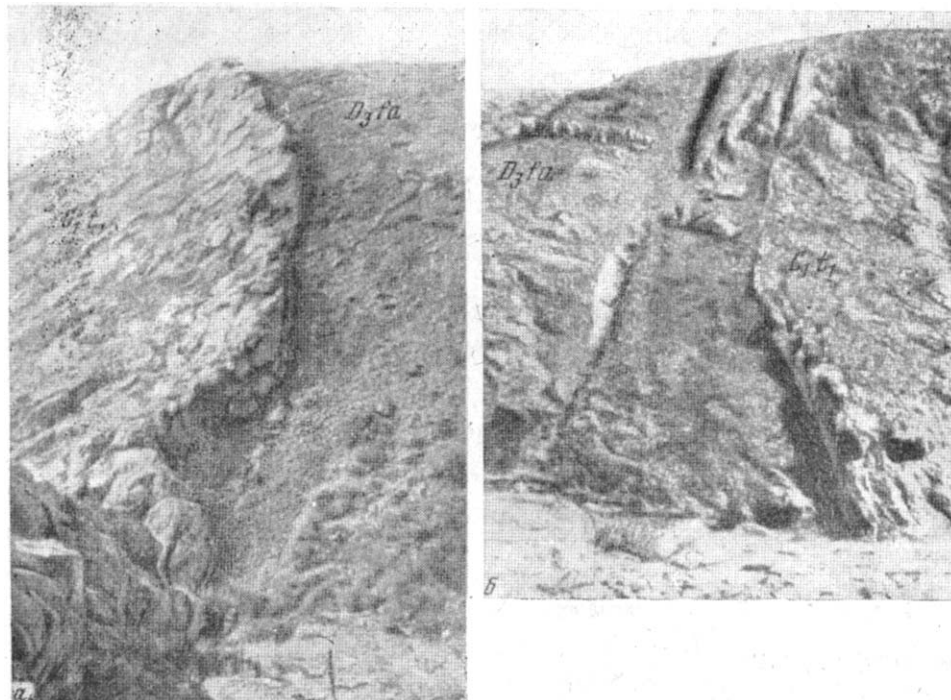


Рис. 42. Фотографии шва крупного тектонического разрыва

а – правый склон оврага; б – левый склон оврага

ется, что участки линии контакта, имеющие разное простирание и соединяющиеся в местах резких изломов линии выхода разрыва, являются отдельными самостоятельными разрывами, которые пересекают и смещают друг друга. Прямолинейные разрывы, спускающиеся с водораздела, смещают изогнутый разрыв, образующий контакт фамена и турне в нижней части склона. Более молодые прямолинейные разрывы заполнены мощной карбонатной жилой, светлые выходы которой видны внутри поля распространения обнажений фамена.

Опираясь на факты, можно наметить следующие этапы формиро-

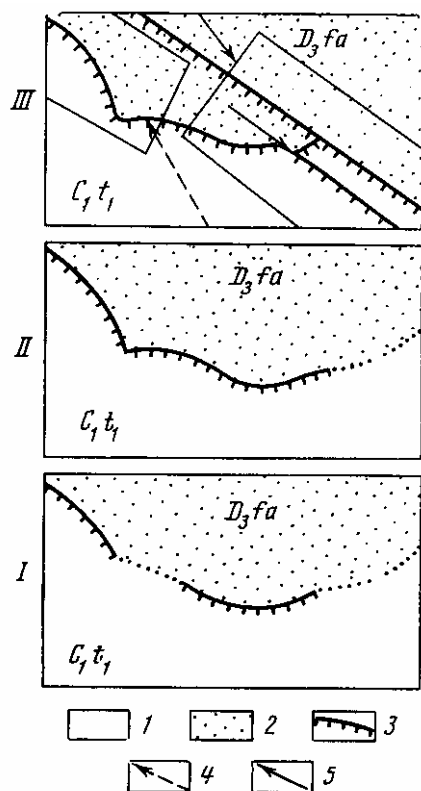


Рис. 43. Схемы последовательных этапов (I—III) образования крупного тектонического разрыва

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – тектонический разрыв (стрелками указаны участки); 4 – изображенный на рис. 42, а; 5 – изображенный на рис. 42, б

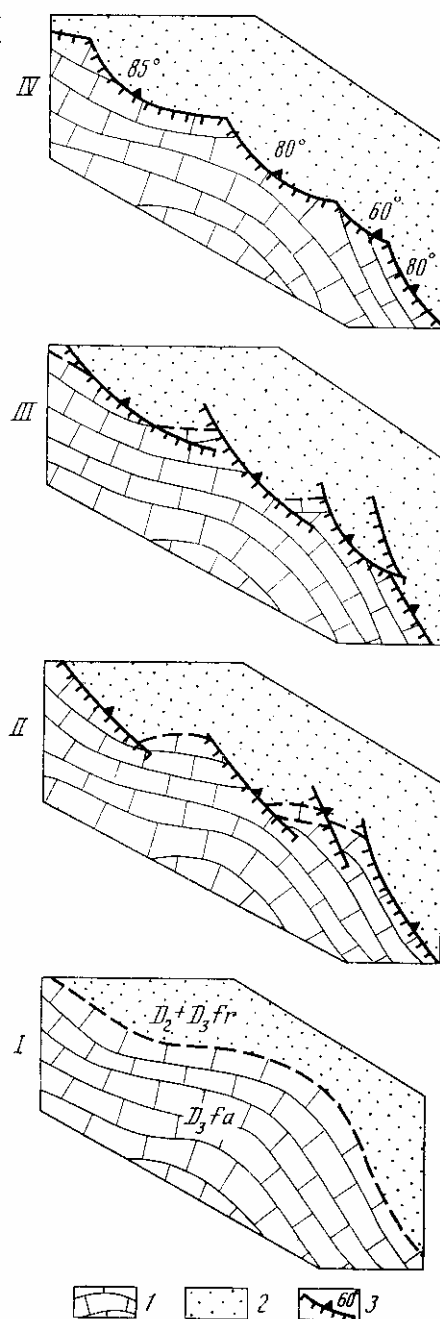


Рис. 44. Схемы последовательных этапов (I—IV) образования части Аксуранского взброса

1 – известняки; 2 – песчаники; 3 – тектонический разрыв. Штрихами обозначено опущенное крыло, треугольник показывает направление, а цифра – величину наклона разрыва

вания тектонического контакта фамена и нижнего турне (рис. 43). В первый этап возникли два небольших разрыва с заметной кривизной линий простирания. Во второй этап, разрастаясь по простиранию, они соединились и создали более крупный разрыв с гирляндовидной формой волнистости простирания. Наконец, в третий этап образовались прямолинейные разрывы несколько иного простирания, сместившие шов одного из предыдущих разрывов. Только к последним разрывам приурочены карбонатные жилы. В месте пересечения первых разрывов со вторыми волнистость простирания морфологически имеет характер ломаной линии.

Таким образом, волнистость простирания рассмотренного разрыва, приводящего в соприкосновение фаменские доломиты и нижнетурнейские известняки, явилась результатом постепенного формирования его шва путем последовательного образования частных разрывов несколько различного возраста и простирания, которые постепенно соединялись один с другим.

2. Рассмотрим крупный продольный Аксуранский разрыв рассеянного типа, прослеживающийся вдоль крыла Аксуранской синклинали и приводящий в соприкосновение фаменские карбонатные породы с более древними красноцветными песчаниками девона. Все слои в общем залегают круто (см. рис. 40, б).

В наиболее обнаженной части разрыва, имеющей юго-восточное простирание, на протяжении около 1 км хорошо видно его строение. Основной шов представляет собой не одну плоскость, а сложную зону пересекающихся и сливающихся друг с другом многочисленных частных швов, имеющих форму кривых поверхностей, между которыми и внутри которых породы сильно динамометаморфизованы. Эта зона связана постепенным переходом с менее нарушенными крыльями разрыва. Говоря ниже об основном шве разрыва, мы будем подразумевать всю зону в целом.

Прослеживая основной шов разрыва с северо-запада на юго-восток в пределах довольно хорошо обнаженного участка длиной в 1 км, можно установить резкие изменения простирания разрыва и следы пересечения одних участков другими участками того же основного шва.

На северо-западе основной шов тянется на юго-восток по азимуту 140° . Затем он постепенно изгибается, азимут простирания уменьшается до 90° и становится даже северо-восточным. После этого линия выхода разрыва, независимо от рельефа, резко изламывается и принимает прежнее простирание по азимуту 140° . Через несколько десятков метров начинается новое изменение азимута простирания разрыва и его уменьшение до 90° .

Участок широтного простирания шва завершается вторым резким изломом линии выхода разрыва, которая поворачивает почти под прямым углом и приобретает простирание 150° . Очередное постепенное искривление разрыва возвращает его к простиранию по азимуту 95° (при крутом падении шва на север), после чего резкий излом восстанавливает простирание по азимуту 150° . Наименьшее расстояние между изломами 50 м.

Последний излом основного шва разрыва полностью обнажен в горной выработке, где он срезается более молодым участком с простиранием 95° .

Имея в виду указанные изменения простирания разрыва от 150° до 90° , заключаем, что относительно молодым является не самостоятельный широтный разрыв, а отогнувшаяся к востоку часть единого разрыва, имеющего на северо-западе простирание 150° , а на юго-востоке — 95° .

Из приведенных фактов следует, что основной шов рассмотренного разрыва формировался постепенно (рис. 44). Сперва возникли отдельные участки юго-восточного простирания, расположенные кулисообразно

но. Затем они начали разрастаться по простиранию и рассекать разделявшие их промежутки. Вследствие особенностей распределения напряжений в промежутках между ранее возникшими разрывами поверхности скальвания ориентировались несколько отклоненно от среднего положения, определяемого общей ориентировкой напряжений в данном месте до появления первых разрывов. Поэтому по мере развития разрывов по простиранию и их углубления в ненарушенные перемычки между крыльями общей крупной зоны разрывов происходило постепенное изменение азимута простирания той части поверхности скальвания, которая возникала в каждый следующий момент времени. При полном разрушении перемычки первоначально разобщенные разрывы пересекались или сливались и образовывали резкие изломы линии простирания общего основного шва разрыва. Так мы подошли к объяснению гирлян-довидной формы волнистости простирания разрыва.

Более юго-восточная часть Аксуранского разрыва хорошо обнажена на крутом склоне долины, которая его пересекает. Здесь от главного шва ответвляются трещины скальвания. Они становятся все более пологими по мере удаления от основного шва. Имеются также сопряженные с ними, иначе ориентированные, почти горизонтальные трещины скальвания (см. рис. 40, в). Эти два направления сколов позволяют восстановить направление осей напряжений (см. рис. 40, г). Вдали от разрыва траектории наибольшего сжатия (σ_3) почти перпендикулярны к разрыву, а около шва они направлены наискось к нему. Это можно считать результатом того, что вблизи от разрыва происходила деформация сложного сдвига, одновременного со сжатием [195, гл. 33]. Изменение направления трещин по мере их удаления от крупного разрыва объясняется тем, что вблизи от разрыва поле напряжений изменено по сравнению с окружающим пространством.

При движении вдоль разрыва дальше на юго-восток обнаруживается, что трещины, проходящие вблизи от главного шва, постепенно изменяют простирание, оставаясь почти параллельными шву. Волнистость шва повторяется изменениями простирания трещин, тянущихся вблизи него. В итоге сочетания этого явления с выполаживанием трещин, последние имеют форму, показанную на рис. 40, д.

При формальном составлении сводных диаграмм трещиноватости для участков с таким строением оказывалось, что одна и та же трещина кривой формы изображалась двумя точками в разных частях диаграмм. Так создавалось впечатление о существовании пары сопряженных направлений скальвания, тогда как на самом деле была лишь одна поверхность скальвания, распространявшаяся на участок с неоднородным напряженным состоянием. Этот пример показывает, насколько важно при использовании диаграмм трещиноватости конкретно представлять, как распространены и какими особенностями обладают трещины, соответствующие каждому максимуму.

На некоторых участках Аксуранского разрыва было отмечено, что его шов местами следует вдоль слоистости, тянущейся наискось к общему простиранию разрыва, затем он резко изгибается и сечет слоистость почти поперек и на некотором протяжении снова совпадает со слоистостью. В результате получается гирляндовидная волнистость шва. Однако тот же вид волнистости отмечался и без постепенного приспособления разрыва к слоистости рассеченных им отложений.

Основываясь на примерах, подобных описанным выше, можно высказать предположение о причинах образования различных морфологических типов волнистости простирания разрывов.

Если на границе двух участков земной коры, испытывающих смещение по отношению друг к другу, возникает сеть пересекающихся прямолинейных трещин, то образующийся затем крупный разрыв объединяет отдельные участки этих трещин. Первоначальная прямолиней-

ность простираения трещин приводит к волнистости разрыва типа ломаной линии, состоящей из прямолинейных отрезков. То же самое получается при пересечении слабоизогнутых разрывов другими более молодыми прямолинейными разрывами (см. рис. 42).

Если после возникновения отдельных разобщенных разрывов одинакового простираения они в процессе дальнейшего развития изменяли простираение, то каждый из них в итоге оказывался не плоским, а изогнутым. Важно иметь в виду, что эта кривизна не является результатом деформации, т. е. она не вторична, поскольку устанавливается, что разрывы образовывались вдоль кривых поверхностей. В точках пересечения или слияния частных разрывов, различно ориентированных в пространстве, возникали резкие изломы простираения шва крупного нарушения. Сочетание плавных изгибов с резкими изломами характерно для гирляндовидной формы волнистости простираения.

Для объяснения синусоидальной формы волнистости простираения можно предположить, что отдельные трещины возникают в начале формирования разрыва на значительном расстоянии друг от друга, затем, развиваясь навстречу одна другой, постепенно изгибаются, сливаются, имея близкие азимуты простираения.

Таким образом, по мнению автора, волнистость простираения крупного разрыва может быть результатом того, что разрыв образуется постепенно путем слияния и объединения многочисленных, первоначально самостоятельных более мелких разрывов.

Аналогичное заключение о формировании крупных разрывов путем объединения изолированных мелких нарушений было сделано на основании изучения моделей складок поперечного изгиба (см. гл. 22) и при рассмотрении деформации сдвигания (см. гл. 15). В зависимости от того, какие разрывы объединялись (плоские или кривые) и как происходило это объединение, получается та или иная форма волнистости.

В нашем районе, по-видимому, большое значение имела первичная кривизна трещин и отдельных разрывов.

Выше обращалось внимание на длительность и сложность процесса образования крупного разрыва при предположении постоянства внешних активных сил или скорости деформации рассматриваемого участка коры. Процесс, считающийся длительным, полностью успел развиваться в какую-то часть верхнего палеозоя, т. е. за время порядка десятков миллионов лет.

Для понимания истории и механизма крупных разрывов имеют значение известные в настоящее время величины перемещений крыльев современных разрывов при землетрясениях. Обычно амплитуда таких отдельных подвижных по разрывам в тектонически наиболее подвижных областях Земли не превышает 7—8 м в некоторых случаях она достигает 10—12 м. Протяженность по простираению поверхностей разрывов с такими амплитудами составляет несколько десятков, а иногда сотен километров. Разрывы с амплитудами в несколько сотен метров или в несколько километров, безусловно, являются результатом суммирования чрезвычайно большого количества отдельных «подвижек», каждая из которых, вероятно, не превышала 10—12 м. Геологические данные о длительном влиянии разрывов на характер стратиграфических разрезов нарушенных ими отложений, например, Главной Каратауской зоны разрывов, сами по себе достаточно обоснованы и доказывают наличие небольших амплитуд отдельных «подвижек».

Хорошо известно, что пустоты в швах тектонических разрывов с течением времени заполняются тем или иным жильным материалом. Большей частью жилы кристаллизуются по направлению от стенок полостей, образующихся в швах разрывов, и в итоге полностью «залечивают» нарушения сплошности земной коры. Лишь на небольших участках немногих разрывов пустоты сохраняются длительное время.

Поэтому всякое новое относительное смещение крыльев ранее образовавшегося разрыва представляет собой акт механического разрушения минерального материала земной коры, т. е. возникновение нового разрыва. По механизму формирования такие новые разрывы вдоль старых, уже залеченных швов могут быть отнесены к особому типу механизма, который заключается в приспособлении нарушений к поверхностям с ослабленной прочностью материала.

Другой причиной длительности формирования разрывов является то, что скорости тектонических деформаций, их план, величины и знак активных усилий изменяются с течением времени.

Полевые наблюдения показали, что крупные разрывы формируются длительно путем объединения некоторой части из ранее возникших относительно мелких разрывов. Поэтому число крупных разрывов меньше числа относительно мелких. Этим же объясняется волнистость формы крупных разрывов в плане и разрезе. Большая амплитуда появляется у разрыва в результате суммирования многочисленных небольших смещений на протяжении длительного времени.

ГЛАВА 17

МОДЕЛИРОВАНИЕ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

Постановка задачи

Моделирование проводилось нами для того, чтобы проверить выводы, основанные на геологических данных: действительно ли крупный разрыв формируется постепенно (путем объединения многочисленных более мелких разрывов), как это происходит и получается ли при этом волнистая форма поверхности разрыва.

Условия проведения опытов

Опыты были проведены по двум схемам.

Первая схема — сжатие образца в горизонтальной плоскости. Образец имел форму прямоугольного бруска. Сила тяжести в деформировании образца не принимала участия. Поэтому условия подобия были несколько упрощенными. В них не было первого основного условия подобия и сохранялись только второе и третье:

$$C_{\eta} = C_{\tau} C_t; \quad (1)$$

$$C_{\tau} = C_p, \quad (2)$$

где C_{η} — множитель подобия для вязкости; C_{τ} — множитель подобия для напряжений; C_t — множитель подобия для времени; C_p — множитель подобия для прочности.

Множитель геометрического подобия в эти условия не вошел и его соблюдать не требовалось. Условия подобия оказались такими же, как при моделировании деформации сдвига. Модели были изготовлены из петролатума, из петролатума, сплавленного с парафином, из влажной глины. Все эти материалы разрушаются хорошо наблюдаемыми трещинами. Средние размеры образцов $13 \times 6 \times 2$ см. Продолжительность сжатия образцов в горизонтальном направлении между двумя

вертикальными и взаимно параллельными жесткими стенками 4—12 мин. Скорость сближения стенок около 1 мм/мин. В прошлом сходные опыты описаны в [45, 759].

Вторая схема — воспроизведение разрывов, осложняющих флексуру. Отличие от описанных выше опытов заключалось только в том, что длина шва разрыва по простиранию была значительно больше. Это давало возможность проследить развитие разрыва по простиранию. Условия подобия для экспериментов такого рода обсуждены в [195]. Модели состояли из влажной глины.

Опыты, проведенные по первой схеме

Испытывались модели из петролатума, парафина с петролатумом и влажной глины. Первые два материала при изготовлении моделей заливались в формы в расплавленном состоянии. Во время опытов были выделены стадии (*I*, *II*, *III*) формирования разрывов в моделях.

Стадия *I*. Верхняя горизонтальная поверхность образцов (13×6 см) в начале деформации покрывалась сеткой линий скольжения в двух направлениях, наискось к длинной оси образца. Эти линии — следы вертикальных поверхностей скольжения. Их ориентировка в пространстве указывала на горизонтальное положение осей *a* и *c* деформации и на выдавливание материала в горизонтальном направлении перпендикулярно сжатию. Расстояние между линиями в каждом образце было более или менее постоянным и обычно колебалось в интервале от 1 до 10 мм. Деформация образца на этой стадии опыта происходила главным образом в направлении двух осей образца. Наряду с укорочением в направлении сжатия отмечалось заметное увеличение длины, тогда как высота образца почти не изменялась.

В опыте, результаты которого изображены на рис. 45, А, *I* во время возникновения линий скольжения размеры образца изменились: длина увеличилась с 13 до 14,5 см, ширина уменьшилась с 6 до 5 см, а высота осталась неизменной — 2 см. Горизонтальное перемещение вещества во время опыта было хорошо видно на глаз. Положение возникающих при сжатии пересекающихся линий скольжения оказалось связанным с существовавшей в материале внутренней структурой. При застывании расплавленного петролатума на его блестящей поверхности появлялся характерный рисунок в виде сетки. Эта сетка с круглыми или многоугольными ячейками видна потому, что в местах «нитей» сетки поверхность образца матовая и не блестит. Матовые полосы являются местами, где вследствие сжатия при охлаждении петролатум находится в наиболее напряженном или даже несколько разрушенном состоянии. Линии скольжения в начале опыта развивались, следуя матовым полосам на образце. Следовательно, внутренняя структура или напряженные участки в образце использовались в начале развития деформации.

Стадия *II*. При дальнейшей деформации происходило образование отдельных мелких, но многочисленных изогнутых разрывов, типа надвигов, с дугообразными линиями простирания, которые иногда располагались попарно и приводили к выдавливанию кверху узких горстов или возникновению небольших грабенов. На многих моделях, вследствие дугообразной формы линий простирания отдельных мелких надвигов, ограничивающих узкие горсты и грабены, на поверхности образцов возникали как бы сдвоенные разрывы с *x*-образной формой выхода (рис. 45, Б, В). На вогнутой стороне дугообразных разрывов большей частью лежали опущенные крылья, а на выпуклой — поднятые. Однако нередко в других участках тех же образцов наблюдались обратные соотношения.

Важно подчеркнуть, что участки образца, в которых происходило образование дугообразных разрывов, испытывали удлинение не в

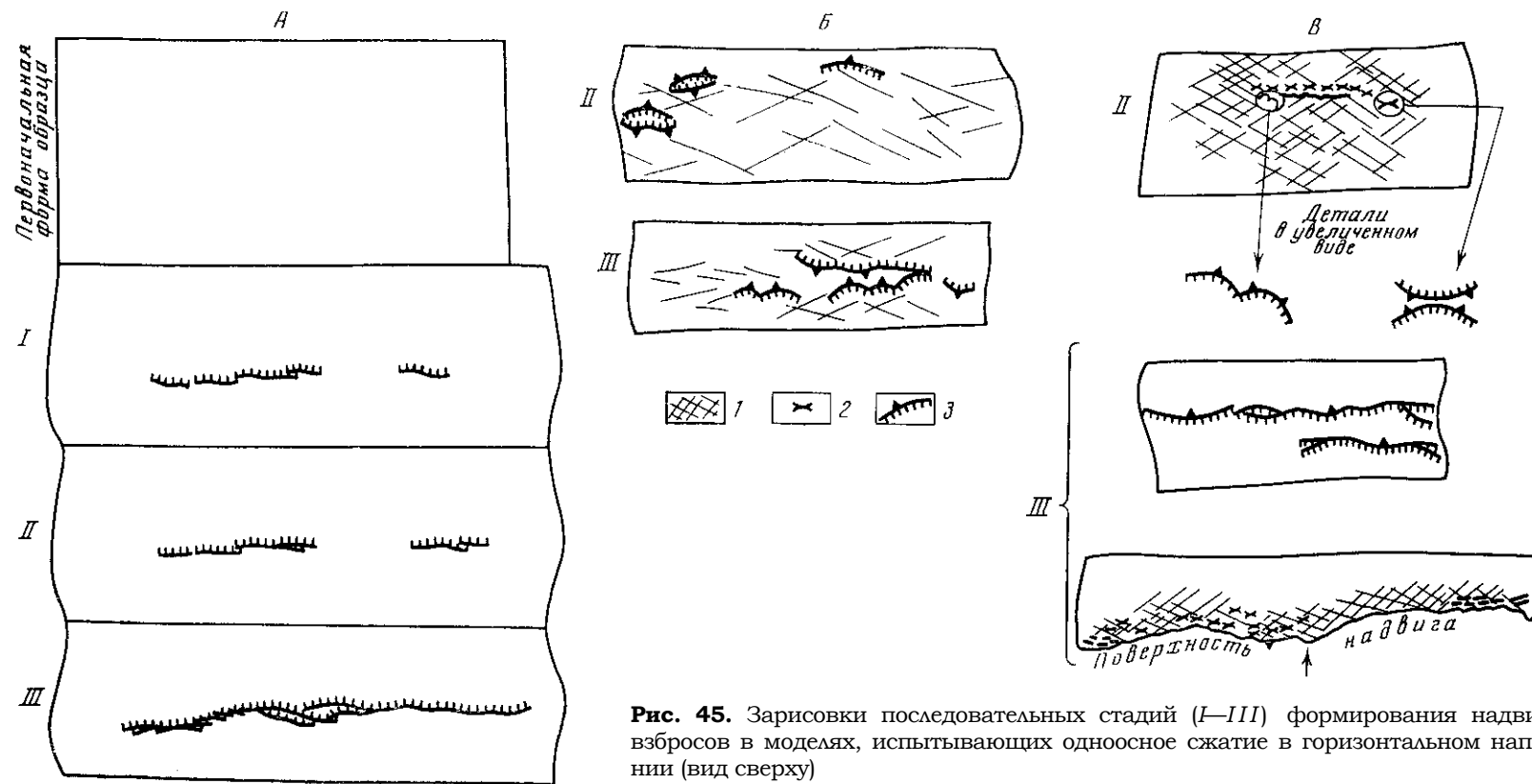


Рис. 45. Зарисовки последовательных стадий (I—III) формирования надвигов и взбросов в моделях, испытывающих одноосное сжатие в горизонтальном направлении (вид сверху)

А — модель из петролатума; В — две разные модели из парафина с петролатумом; В — три разные модели петролатума. 1 — линии скольжения; 2 — х-образные разрывы; 3 — надвиги и взбросы

горизонтальном, а в вертикальном направлении. В опыте, изображенном на рис. 45, А, II, во время развития отдельных небольших изогнутых разрывов наблюдалось значительное увеличение высоты образца (с 2 до 2,5 см), которое происходило при почти постоянной длине образца (14,5 см). Ширина образца уменьшилась до 5 см.

Стадия III. При последующем развитии отдельные дугообразные разрывы соединялись в цепочки. При этом их поверхности пересекались, образуя угол. Так, в процессе «собираения» мелких изогнутых разрывов возникала гирляндовидная волнистость крупного надвига (рис. 45, А, III). Углы гирлянды были обращены своим острием как в сторону надвигания и опущенного крыла, так и в обратном направлении. По мере роста деформации происходило объединение все большего числа надвигов в более крупные разрывы с большими длиной и амплитудой волны.

Ширина образца, изображенного на рис. 45, А, уменьшилась до 4,5 см; высота его в средней части, где происходило наибольшее выпучивание материала вверх, увеличилась до 3 см, длина 15 см. Таким образом, произошло увеличение высоты в общем на 50%, а длины — на 15%; ширина уменьшилась на 25%.

У разрывов, замкнутых в пределах образца, наибольшее горизонтальное смещение вкрест простирания происходило в средней части каждого нарушения. В этих местах лобовые части надвигов больше всего продвигались вперед, хотя выходы надвигов первоначально иногда именно здесь наиболее отклонялись в сторону поднятых крыльев. Такое движение приводило к тому, что старая волнистость начинала уничтожаться и превращаться в новую. Выдвигание лобовых частей надвигов сопровождалось продолжавшейся пластической деформацией образца, в результате которой происходило некоторое искажение первоначальной формы разрывов, создававшее их «вторичную кривизну», а также смятие углов у разрывов с гирляндовидной волнистостью. Из-за этого первичная гирляндовидная форма разрыва в плане уничтожалась, уступая место более симметричной волнистости, напоминавшей по форме синусоиду (см. рис. 45, В).

Во время опыта было видно, что свободные от давления боковые части образца, еще не осложненные надвигом, перемещались преимущественно в горизонтальном направлении вдоль общего простирания разрывов, тогда как в средней части образца, где надвиг был крупного размера, движение материала шло главным образом вверх и вкрест простирания разрывов. Такой характер движения на краях отвечал ранней стадии деформации, уже пройденной в средней части образца.

На моделях из влажной глины (бруска которой лепились вручную) наблюдалась в общем сходная картина. Линий скольжения, предшествующих образованию разрывов, в этих опытах отмечено не было. После некоторой пластической деформации на поверхности глины возникали изолированные небольшие взбросы, линии выхода которых оказывались не прямыми, а изгибающимися (рис. 46, а). В результате дальнейшего сжатия появлялись новые аналогичные мелкие разрывы. Разрастаясь по простиранию, разрывы сливались друг с другом и объединялись в более крупные взбросы с резко выраженной волнистостью простирания и сложным строением зоны шва (см. рис. 46, б). Волнистость простирания особенно наглядно проявляется, если убрать висячее крыло крупного взброса (см. рис. 46, в).

После проведения опытов мы познакомились с работой Чжан Вэнь-ю [759], содержащей описание аналогичных экспериментов. На основании опытов с образцами из глины он сделал вывод о том, что поверхности скалывания образуются вдоль поверхностей скольжения, возникающих в процессе пластической деформации. Он отметил также зигзагообразность выходов крупных разрывов и объяснил ее тем, что

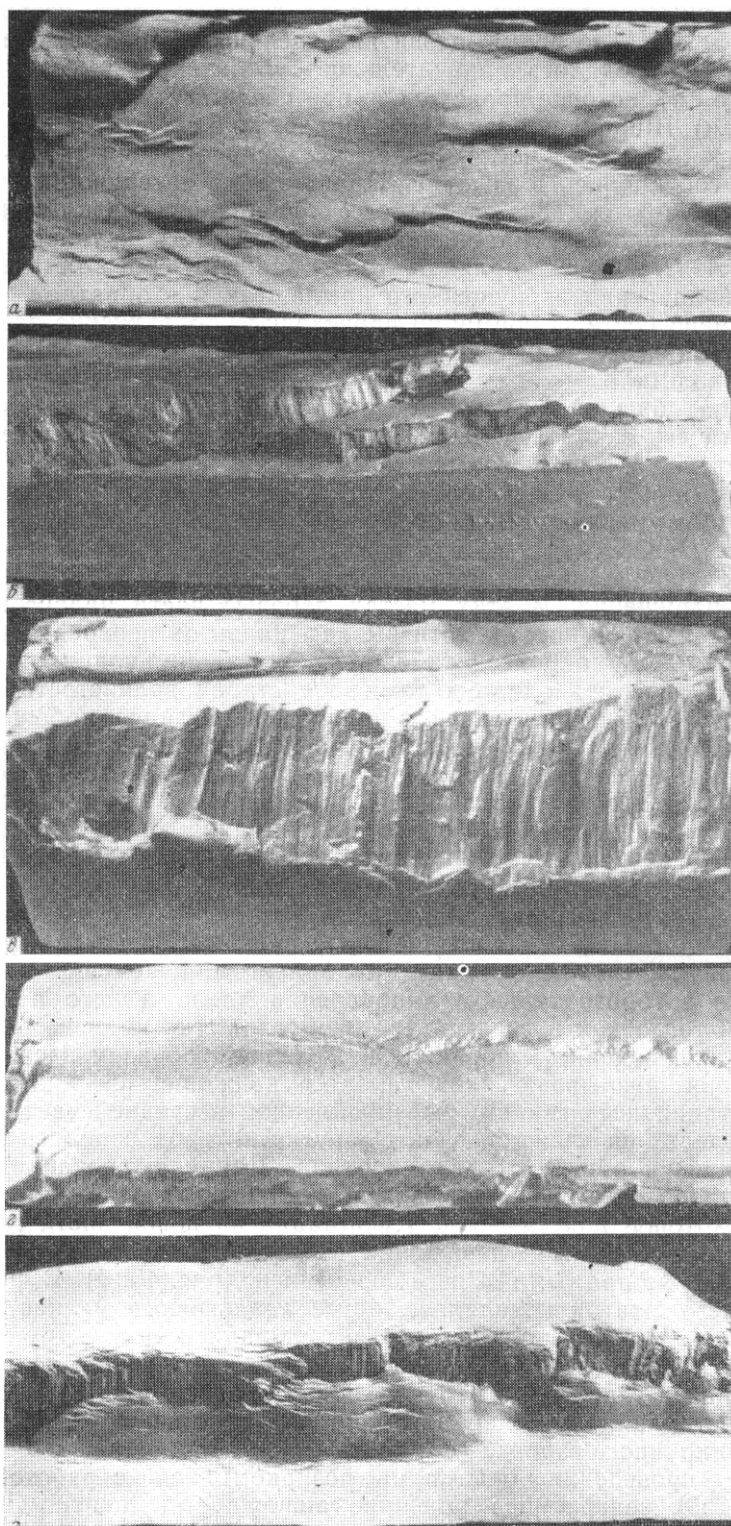


Рис. 46. Модели крупных сложно построенных разрывов в образцах из влажной глины

a-e – вид сверху на взбросы, возникшие при сжатии образца в горизонтальном направлении; *г, д* – вид сверху на флексуру, осложненную сбросами

разрывы развиваются, используя два семейства различно ориентированных в пространстве поверхностей скольжения. Ниже будет показано, что выводы, которые можно сделать на основании наших опытов, несколько отличаются от заключений Чжан Вэнь-ю. Мы считаем возможным самостоятельное развитие кривых и волнистых тектонических разрывов, не следующих вдоль поверхностей скольжения.

Опыты, проведенные по второй схеме

Опыты воспроизводили процесс образования крупного разрыва, осложняющего флексуру. Слой влажной глины мощностью 2,5 см накладывался на две деревянные доски, лежавшие рядом. Затем одна доска передвигалась вверх при помощи специального приспособления. В зоне стыка досок в глине возникала флексура.

В процессе развития структуры, после некоторой пластической деформации без заметных на глаз разрывов, на месте перехода смыкающего крыла флексуры в верхнюю недеформированную часть образца, т. е. на выпуклом краю флексуры, появлялась сетка из многочисленных мелких трещин. Разрастаясь, они приобретали изогнутую форму выходов. Сливаясь и пересекаясь одна с другой, они объединялись в более крупные нарушения типа сбросов с резко выраженной волнистостью. В тех случаях, когда доска поднималась несколько асимметрично и один ее конец двигался несколько быстрее другого, разрывы на флексуре развивались неодновременно. В одной части флексуры (левая сторона рис. 4б, а) можно было наблюдать раннюю стадию разрыва в виде сетки мелких нарушений, в другой части флексуры (правая сторона рис. 4б, а) — крупный сброс с резко выраженной волнистостью.

Основные разрывные смещения, в которые превращалась флексура, были представлены вертикальными крупными сбросами, рассекавшими ее смыкающее крыло (рис. 4б, б). В пределах последнего наблюдались также весьма пологие, почти горизонтальные разрывы, висячие крылья которых смещались в направлении от опущенной к поднятой части образца. В относительно опущенной части образца около перехода слоя глины в область смыкающего крыла флексуры видна серия мелких надвигов с движением масс в направлении от флексуры к относительно опущенному крылу.

Из приведенных данных следует, что с развитием флексуры связан тот же комплекс разрывов, который описан ниже для складок поперечного изгиба. На описанных моделях были выявлены изменения мелких разрывов вдоль простирания флексуры, которые придают крупному разрыву волнистую форму.

Опыты по образованию взбросов в условиях горизонтального сжатия и сбросов на флексурах показали, что в моделях крупные разрывы формируются в результате объединения некоторых из ранее возникших мелких разрывов. Последние часто обладают первичной кривизной. На моделях крупные разрывы приобретали волнистую форму. При продолжающейся деформации модели форма крупных разрывов вторично изменялась. На окончаниях разрывов наблюдались более ранние стадии их развития, чем в их средних частях.

ГЛАВА 18

ВЛИЯНИЕ РАЗРЫВОВ НА НАПРЯЖЕНИЯ

Как отмечалось выше, во время опытов по образованию разрывов, представляющих собой поверхности скалывания, в сжимающихся брусках и в моделях флексур наблюдалось развитие мелких простых одиночных сколов, обладавших заметной кривизной. Кривые поверхности скалывания наблюдались нами также и в полевых условиях.

Кривизна различных наблюдающихся поверхностей скалывания бывает первичной и вторичной. Первичная кривизна обуславливается тем, что скалывание сразу происходит вдоль некоторой кривой поверхности. Вторичная кривизна вызывается деформацией пород, рассеченных первоначально плоской поверхностью скалывания. Примеры искажения первоначальной формы тектонических разрывов весьма многочисленны и хорошо известны (южный склон Большого Кавказа, Восточные Карпаты, Альпы, Аппалачи и др.). Поэтому доказывать существование вторичной кривизны нет надобности. Перейдем к первичной кривизне.

Первой причиной образования первично кривых поверхностей скалывания может являться неоднородность ориентировки осей напряжений до момента формирования разрыва. Прекрасными примерами таких поверхностей скалывания могут служить кольцевые или концентрические сбросы, осложняющие куполовидные поднятия в земной коре. В лаборатории кривые поверхности скалывания получаются, например, при сжатии цилиндров вдоль их осей.

В разнообразных материалах, в том числе в горных породах, при таком сжатии возникают конусовидные и винтообразные сколы. В указанных случаях до образования кривого разрыва в разных точках разрушаемого тела оси напряжений ориентируются различно. Поэтому образующаяся поверхность скалывания должна изменять ориентировку в пространстве по мере разрастания от одной точки к другой.

Второй причиной первичной кривизны может являться анизотропия механических свойств материалов, обладающих различно ориентированными ослабленными поверхностями, вдоль которых развиваются разрывы [759].

Возвращаясь к нашим опытам, приходится констатировать, что ни одна из указанных причин не может объяснить наблюдавшейся кривизны мелких разрывов. Эта кривизна не может считаться вторичной, так как достоверно известно, что поверхности скалывания не испытывали деформации, которая могла бы столь сильно изменить их форму. Отсутствие вторичной кривизны подтверждается малым однородным искажением формы линий скольжения, образовавшихся раньше поверхностей скалывания. Кривизна мелких разрывов не может связываться также, с первоначальной неоднородностью ориентировки осей напряжений. Многочисленные мелкие, сильно изогнутые разрывы разбросаны по всей средней части поверхности каждого образца. При попытке использовать для объяснения их кривизны представление о первоначальной неоднородности поля напряжений нам пришлось бы представить себе чрезвычайно сложную и пеструю картину ориентировки осей напряжений, которая противоречит теоретическим построениям и опытам по изучению распределения напряжений в сжимаемых призмах из однородного изотропного материала.

Таким образом, первые две причины возникновения кривизны мелких разрывов не пригодны для объяснения результатов наших опытов.

Чтобы найти правильное объяснение происхождения кривизны, следует рассмотреть некоторые особенности разрывов, наблюдавшиеся во время опытов, в особенности при сжатии призм из петролатума.

Выше отмечалось, что при сжатии призм из петролатума сперва происходило удлинение в горизонтальном направлении, с которым было связано появление сетки линии скольжения на горизонтальной поверхности образца. Затем возникали изогнутые и x -образные разрывы, сопровождавшие удлинение образца преимущественно в вертикальном направлении. Форма и расположение каждого дугообразно изогнутого и x -образного взброса, казалось бы, дают возможность предполагать, что он является результатом объединения двух смещений вдоль пересекающихся линий скольжения. Однако такое заключение нельзя считать правильным, так как общий план деформации и направление смещения оказываются разными. Смещение по изогнутым поверхностям скалывания направлено в общем по восстанию, тогда как на поверхностях скольжения оно ориентировано вдоль простирания. Наконец ориентировка в пространстве наклонных поверхностей взбросов не совпадает с ориентировкой вертикальных поверхностей скольжения, хотя простирания их выходов бывают сходны.

Следовательно, возникавшие в петролатуме x -образные и изогнутые взбросы не могут являться результатом только количественного увеличения смещения вдоль поверхностей скольжения. Они представляют собой качественно новые структурные формы. При их образовании существовавшие в материале ослабленные поверхности скольжения могли быть в некоторой степени использованы, но не являлись причиной возникновения кривизны. Таким образом, изогнутая форма отдельных, первоначально изолированных разрывов не во всех случаях может считаться «унаследованной» ими от линий скольжения.

Для ответа на поставленный вопрос весьма важно, что средняя часть каждого изогнутого или x -образного разрыва являлась более древней, чем его края (это фиксировалось во время опытов).

При рассмотрении двух рядом расположенных простых дугообразных разрывов, ограничивающих небольшой горст (рис. 47, I, А) или грабен (рис. 47, I, Б), в центральной наиболее древней части каждого x -образного нару-

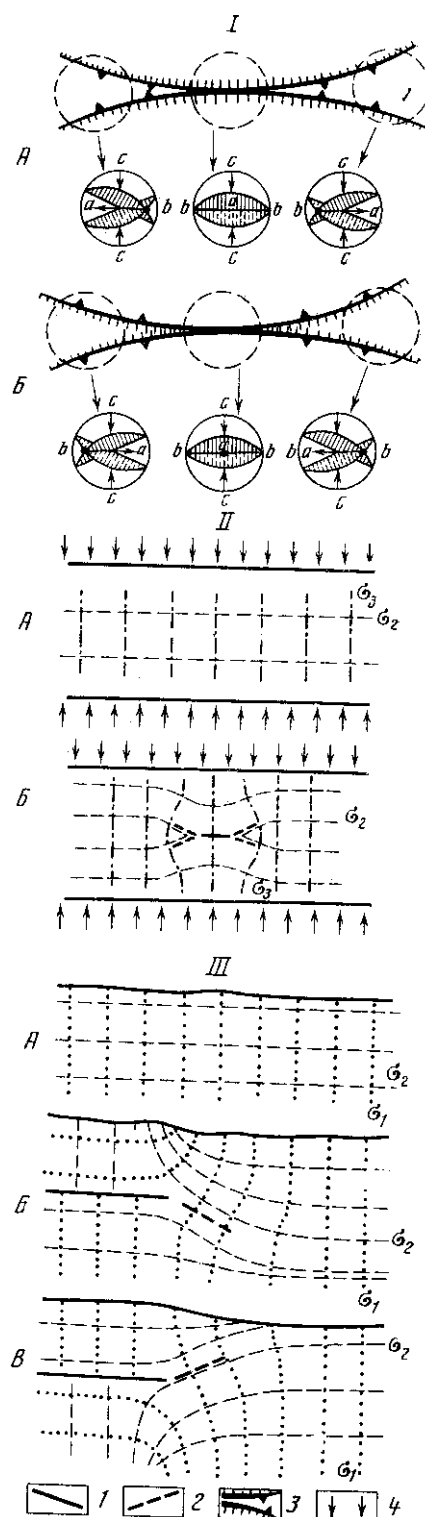


Рис. 47. Теоретические схемы осей деформаций (I) и траекторий главных нормальных напряжений (II, III) около разрывов

1 – разрыв; 2 – направление дальнейшего разрастания разрыва; 3 – x -образный разрыв; 4 – активные силы

шения можно установить вертикальное положение оси наибольшего удлинения (оси a деформации). На краях x -образного разрыва, где нарушения возникали позднее, оси деформации ориентированы несколько иначе. Ось наибольшего удлинения (a), в зависимости от положения поднятых крыльев на выпуклых или вогнутых сторонах поверхностей скалывания, наклонена в сторону средней части разрыва или от нее. Характерно, что на всех участках ось наибольшего укорочения (c) может быть ориентирована одинаково.

Если мы рассмотрим не x -образный, а отдельный дугообразно изогнутый разрыв, то (с меньшей степенью точности и наглядности) придем к такому же выводу, так как даже по одной поверхности скалывания (при известном направлении смещения вдоль нее) можно приближенно устанавливать ориентировку осей деформации.

Считая, что ориентировка установленных по разрывам осей деформации совпадает с ориентировкой осей напряжений, можно говорить, что в средней, более древней части разрыва при формировании нарушения направление алгебраически наименьшего главного напряжения σ_3 было горизонтальным, а направление алгебраически наибольшего главного напряжения σ_1 — вертикальным. При образовании более молодых краевых частей каждого x -образного или изогнутого разрыва сохранялось в общем такое же направление алгебраически наименьшего главного напряжения; алгебраически наибольшее действовало в направлении, наклоненном в сторону средней части разрыва или от нее.

Все изложенное относительно ориентировки осей напряжений является интерпретацией наблюдавшихся фактов, поэтому можно считать, что ориентировка с течением времени изменялась.

Поскольку x -образные и изогнутые разрывы разбросаны по значительной части поверхности образца и ориентировка осей напряжений в средних частях разрывов достаточно выдерживается, тогда как на краях каждого разрыва она изменяется, мы можем сделать вывод о том, что отклонения в ориентировке осей возникали благодаря появлению первых наиболее древних частей разрывов. Попытаемся объяснить, почему это происходит.

Разрывы всегда влияют на напряженное состояние окружающего их материала. Появление разрыва приводит к изменению величины главных нормальных напряжений, действующих поблизости от него. Непосредственно около разрыва нормальные напряжения уменьшаются, в стороне от его концов — несколько увеличиваются. Главные касательные напряжения резко возрастают вокруг концов разрыва. Возле средней части разрыва, в зависимости от способа деформирования, может иметь место увеличение или уменьшение главных касательных напряжений. Наконец, появление разрыва оказывает влияние на ориентировку осей напряжений. Выше мы смогли отметить последнюю форму влияния разрывов на породившие их напряжения.

Попытаемся дать объяснение наблюдавшихся изменений в ориентировке осей напряжений в призматическом образце. Рассмотрим для этого их проекции на горизонтальную плоскость.

Перед моментом возникновения разрыва во всех точках средней части сжимаемого образца достаточно уверенно можно по направлению наибольшего удлинения констатировать вертикальное положение осей алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1 . Оси алгебраически минимальных главных напряжений σ_3 следует считать горизонтальными и совпадающими с направлением наблюдавшегося наибольшего укорочения и действия внешних активных сил, приложенных к образцу. Оси алгебраически средних главных напряжений σ_2 при таком положении остальных осей могут быть только горизонтальными и перпендикулярными направлению действия внешних активных сил (рис. 47, II, А).

Сразу после возникновения небольшого разрыва около центральной части его шва в материале смогут поддерживаться сжимающие нормальные напряжения (ориентированные перпендикулярно простиранию шва), меньшие, чем в соседних ненарушенных областях образца. Поэтому следует ожидать, что у концов разрыва направление, в котором материал фактически выдерживает наибольшие сжимающие напряжения, ориентировано наискось к направлению действия внешних активных сжимающих сил (рис. 47, II, Б). Это предположение подкрепляется рассмотрением характера пластической деформации материала возле конца разрыва в крыле, со стороны которого действуют активные внешние силы. Этот участок должен испытывать изгибание или сдвигание, так как его край, прилежащий к разрыву, может легче смещаться, чем другой, связанный с еще ненарушенной частью образца.

Как известно, в случае одинаково ориентированных внешних активных сил направление главных нормальных напряжений внутри образца при пластическом изгибе или сдвигании отличается от направления главных нормальных напряжений при сжатии. Поэтому можно предположить, что в участке, прилежащем к концу разрыва, ориентировка главных напряжений должна отличаться от ориентировки осей напряжений в ненарушенной области.

Поворот осей наибольших сжимающих напряжений σ_3 около концов разрыва должен сопровождаться поворотом осей алгебраически средних главных напряжений σ_2 (рис. 47, II, Б), параллельно которым образуются трещины скалывания. Следовательно, около концов уже существующих разрывов нужно предполагать отклонение не менее двух из трех осей напряжений от той ориентировки, которая характерна для ненарушенных еще частей образца.

Как известно, около окончания разрывов происходит концентрация максимальных касательных напряжений, т.е. имеют место повышенные значения этих напряжений. Поэтому дальнейшее разрушение материала и развитие трещин должны происходить около концов первоначально возникших разрывов, где ожидается отклонение осей напряжений от их первоначальной ориентировки.

В связи с тем, что поверхности скалывания всегда параллельны направлению средних главных нормальных напряжений, проекции выходов вновь образующихся разрывов на горизонтальную плоскость должны изобразиться в виде линий, параллельных σ_2 и продолжающих первоначальное нарушение. Таким образом, мы пришли к выводу, что после появления нарушения следует ожидать изменения в ориентировке осей напряжений, показанного на рис. 47, II, Б, которое должно обуславливать изменение направления разрастания разрыва.

Из сказанного выше не вытекает необходимости изменения ориентировки оси деформации a и совпадающей с ней оси алгебраически наибольшего главного нормального напряжения σ_1 . Такое изменение можно предполагать в связи с поворотом двух других осей. Обязательным оно окажется на более поздней стадии развития разрыва.

Для того чтобы лучше проследить изменение в ориентировке осей алгебраически максимальных главных нормальных напряжений, рассмотрим вертикальное сечение образца плоскостью, перпендикулярной к направлению наибольшего сжатия. В этой плоскости будут лежать оси алгебраически наибольшего и среднего главных напряжений. В момент, непосредственно предшествующий образованию средней части каждого изогнутого или x -образного разрыва, во всей области его последующего развития направление σ_1 было вертикальным, тогда как σ_2 было горизонтальным (рис. 47, III, А).

После возникновения первый плоский разрыв на рассматриваемом сечении изобразится прямой горизонтальной линией, параллельной

направлению σ_2 в его лежащем крыле. Сперва существенных изменений в ориентировке осей напряжений может не произойти, если активные внешние силы приложены со стороны висячего крыла (т. е. если разрыв представляет собой надвиг). Зато при достаточно большом перемещении по разрыву в висячем крыле нужно ожидать значительного пластического удлинения в направлении простирания надвига. Такое удлинение должно сопровождаться качественным изменением напряженного состояния, заключающимся в появлении растягивающих напряжений по простиранию разрыва. Между частью висячего крыла, которая расположена над разрывом и характеризуется горизонтальным направлением алгебраически наибольших нормальных напряжений, и незатронутой разрывами соседней областью, где направление σ_1 вертикально, естественно ожидать переходного наклонного положения осей напряжений (рис. 47, III, Б).

Если активные внешние силы приложены со стороны лежащего крыла (т.е. в случае поддвигов), возможно появление растягивающих напряжений только в данном крыле разрыва. При этом следует ожидать, ориентировку осей напряжений, изображенную на рис. 47, III, В. Предполагаемый характер местных изменений в ориентировке осей напряжений совпадает с наблюдавшимися отклонениями.

Поскольку специальных исследований мы не проводили, нет смысла обсуждать вероятность появления каждого из рассмотренных типов изменений ориентировки осей напряжений. Эти предполагаемые типы приведены лишь для конкретизации представления о том, что возле каждого разрыва происходит то или иное изменение ориентировки осей напряжений.

Искажение первоначальной ориентировки осей напряжений должно вызывать изменение направления разрастания разрыва и поэтому в ряде случаев может являться причиной возникновения первичной кривизны разрывных смещений.

Рассмотрим вопрос о происхождении кривизны разрывов, тянущихся вдоль флексуры. В начале процесса разрушения появились короткие трещины, параллельные оси флексуры. Разрастаясь по простиранию, они изменяли направление и искривлялись (рис. 48, I). Очевидно, причина этого заключается в местном изменении ориентировки осей напряжений около окончаний возникавших нарушений.

На рис. 48, II показана ориентировка осей напряжений в смыкающем крыле до возникновения разрыва (проекция направлений главных напряжений на плоскость слоистости). Алгебраически наибольшее нормальное напряжение σ_1 является растягивающим и, как мы знаем по моделям складок поперечного изгиба, действует в направлении падения смыкающего крыла флексуры.

Влияние местного разрыва на такое поле напряжений описано Э. Кокером и Л. Файловом [336]. Учитывая результаты их исследований, можно предположить картину распределения напряжений на смыкающем крыле флексуры, изображенную на рис. 48, III, из которой следует, что разрыв в процессе разрастания должен приобретать форму кривой поверхности.

Приведенные объяснения первичной кривизны отдельных взбросов и сбросов основывались на рассмотрении напряженного состояния материала около каждого изолированного нарушения. Следует заметить, что при расположении разрывов поблизости один от другого также приходится ожидать значительных изменений в первоначальной ориентировке осей напряжений. Эти изменения должны вызвать отклонения поверхностей скальвания от плоской формы.

Пример предполагаемого влияния двух соседних плоских разрывов на поле напряжений и их слияние в одно крупное нарушение изображен на рис. 48, IV. Форма крупного разрыва, образующегося в измененном

поле напряжений, показана на рис. 48, V.

Результаты поляризионно-оптического исследования моделей [187] приведены далее на рис. 74, а — е. В плоских моделях из желатинового студня делались прорезы в местах действия наиболее высоких касательных напряжений. Направление прорези совпадало с направлением этих напряжений. Возле конца разрыва, на линии, продолжающей его направление, касательные напряжения обычно выше их первоначальной величины. На прямой, перпендикулярной к той же линии и проходящей через конец разрыва, напряжения после появления разрыва уменьшаются. Если разрыв выходит на свободную поверхность модели, то возле его окончания напряжения обычно снижаются. Вдоль средней части разрыва касательные напряжения чаще всего снижаются, но на некотором расстоянии от разрыва они иногда бывают повышенными или сохранившими первоначальную величину. На отдельных участках, там, где смещение крыльев разрыва затрудняется из-за неровностей его шва, происходит местное увеличение касательных напряжений в непосредственной близости от разрыва. Здесь часто возникают условия сложного сдвига. Значительное повышение напряжений происходит в узких промежутках между окончаниями соседних разрывов. В местах наибольшего повышения касательных напряжений в моделях они увеличивались в 1,7 раза. Наибольшее снижение напряжений было в 0,6 раза. Эту величину принято называть коэффициентом концентрации напряжений.

В случае соприкосновения по разрыву пород с резко различными механическими свойствами напряженное состояние крыльев нарушения различно. Несимметричное распределение напряжений в крыльях разрыва возникает также при различном приложении действующих на них внешних сил.

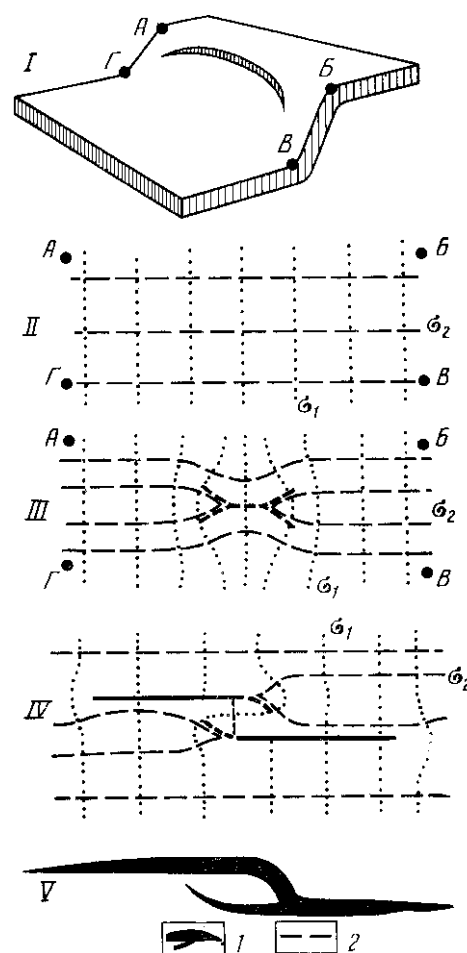


Рис. 48. Теоретические схемы влияния разрывов на траектории главных нормальных напряжений на флексуре

I — флексура, осложненная разрывом; II — траектории главных нормальных напряжений на флексуре до появления разрыва; III — то же, после появления одного разрыва; IV — то же, после появления двух разрывов; V — форма нарушения, образовавшегося путем соединения двух разрывов. 1 — разрыв; 2 — направление дальнейшего разрастания разрыва

Общий вывод из рассмотрения кривизны разрывов сводится к тому, что первичная кривизна разрывов может быть обусловлена первоначальной неоднородностью поля напряжений или местной неоднородностью, возникающей благодаря появлению каждого разрыва.

Этот вывод важен для понимания механизма формирования крупных тектонических разрывов и образования волнистости их простирания, так как показывает, каким образом даже в однородном поле на-

пряжений в изотропном материале могут образовываться небольшие отдельные нарушения с заметной кривизной, которые, соединяясь или пересекаясь друг с другом, создают крупные тектонические разрывы с синусоидальной или гирляндовидной волнистостью.

Несмотря на широкое развитие изогнутых тектонических разрывов и на то, что их кривизна в большинстве случаев является естественным результатом развития, нельзя делать вывод о том, что каждый разрыв искривлен. В зависимости от условий деформирования, масштаба явления и стадии развития тектонические разрывы могут обладать большей или меньшей кривизной.

ГЛАВА 19

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

Данные по Байджансайскому антиклинорию (хр. Каратау) позволяют указать следующие механизмы формирования крупных разрывов:

1. Крупные взбросы и сбросы образовались в результате слияния мелких первоначально самостоятельных поверхностей скалывания и объединения их в единую зону.

2. Некоторые части раннепалеозойских разрывов, повторно использованные при позднепалеозойских движениях, указывают на возможность приспособления возникающих новых поверхностей скалывания к имеющимся в породах более древним поверхностям скалывания с ослабленной прочностью.

3. На примерах нарушений, связанных с деформацией сдвига, можно видеть как крупная поверхность скалывания возникает в результате объединения ряда отдельных более ранних отрывов (см. гл. 15).

4. Многие крупные молодые поверхности отрыва образовались вдоль более древней поверхности скалывания с ослабленной прочностью.

Крылья древних разрывов сколового типа в мезозое раздвигались, как у отрывов. Такое раскрытие трещин скалывания наблюдалось также на моделях, например, после возникновения сколов на крыле антиклиналей поперечного изгиба (рис. 49, а).

Перечисленные механизмы формирования сложнопостроенного разрыва, судя по результатам моделирования, могут полностью проявляться при постоянстве величины и направления внешних сил, приложенных к деформируемому объему горных пород. Проявление различных стадий развития разрыва не требует изменения внешних сил. Тектонические движения земной коры сложны и изменчивы. Поэтому каждый мысленно обособленный объем в пределах земной коры испытывает в разное время действие различных по величине и направлению внешних сил. Следствием непостоянства внешних сил может являться изменение направления перемещения по одной и той же поверхности разрыва. Примеры такого рода достаточно многочисленны.

И. Г. Кузнецов [376] придавал большое значение изменению направления перемещения по глубинным взбросам и сбросам в процессе формирования структуры Кавказа. Позднее сложная история движений по взбросам Передового хребта Кавказа была выявлена Д. С. Кизевальтером [326]. А. В. Пейве [534] обращал внимание на эту же осо-

бенность разрывов Средней Азии и Урала. Ряд аналогичных примеров был описан в Западной Европе [852].

Многие рудничные геологи выяснили, что по одним и тем же разрывам направление относительного перемещения крыльев бывало различным в разное время. Нередко устанавливалось [138, 159, 486], что во времени чередовались фазы сжатия (когда преобладало скальвание) и фазы растяжения (когда развивались отрывы и происходило раздвигание крыльев у поверхностей скальвания).

В Байджансайском районе такое же явление было установлено на Булакбетской антиклинали. Движения по крутопадающим осепоперечным позднепалеозойским разрывам, осложняющим антиклиналь, сперва были направлены вдоль падения поверхностей разрушения, а затем — по простиранию. Таким образом, одни и те же разрывы сперва являлись сбросами, а затем сдвигами. В мезокайнозойские крылья разрывов раздвигались в направлении, перпендикулярном к их швам, и, таким образом, те же нарушения оказались раздвигами.

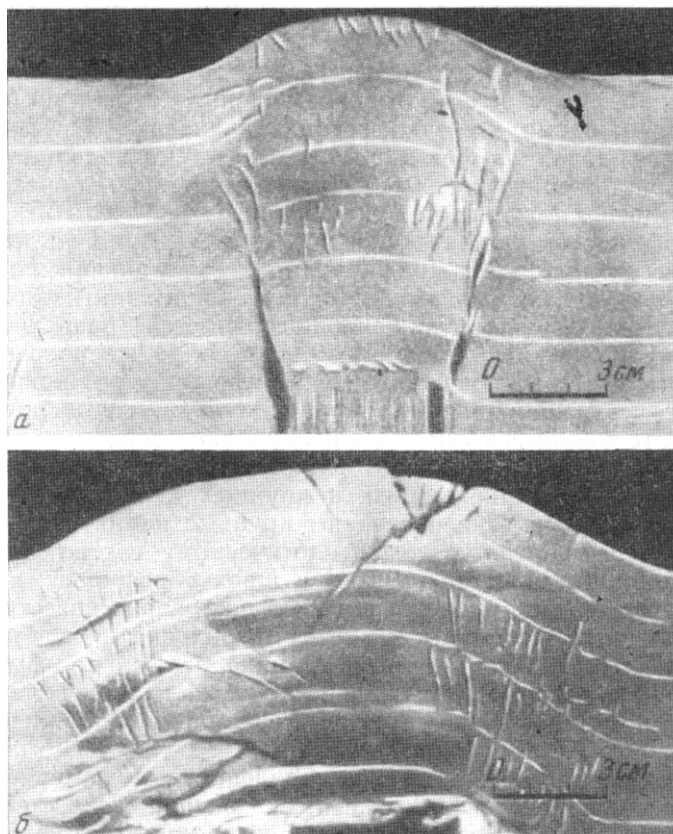
В Средневенгерских горах автор наблюдал прекрасные зеркала скольжения на отпрепарированных в крупных карьерах поверхностях осепоперечных сбросов. Они пересекают крупные поднятия в триасовых доломитах и разнообразных по литологическому составу соленовато-водных отложениях палеогена. Часто в швах сбросов, суммарная амплитуда и направление смещения которых достоверно известны по данным горных выработок, обнаруживается штриховка не вдоль падения, а параллельно простиранию разрыва. В ряде мест можно было наблюдать, как в шве одного разрыва друг на друга наложены зеркала скольжения с разной ориентировкой борозд. Различие в направлении борозд скольжения достигало 90° .

Принимая во внимание общую направленность и изменчивость тектонических движений и связанных с ними внешних сил, действующих на мысленно обособляемые объемы внутри земной коры, мы предполагаем, что при развитии каждого крупного тектонического разрыва может реализоваться не один, а несколько из указывавшихся механизмов. Наличие одного механизма возможно при рассмотрении простого недолго развивавшегося разрыва или одной стадии формирования крупного сложнопостроенного нарушения.

Итак, следует считать, что повторные смещения вдоль разрывов, созданных при ином характере внешних сил, действовавших на рассматриваемый объем, могут происходить в направлениях, существенно отличающихся от тех, которые были при зарождении данных разрывов. Это положение важно иметь в виду при попытках восстановить ориентировку осей напряжений на основании данных о направлении перемещений по поверхностям скальвания. Направления относительных перемещений крыльев разрывов и углы между парами сопряженных поверхностей скальвания могут использоваться для восстановления осей напряжений, породивших эти разрывы, только в тех случаях, когда они не искажены в процессе последующего развития структуры земной коры или когда эти искажения поддаются учету.

При выделении отдельных стадий перемещений («подвижек») по разрывам следует принимать во внимание, что величина поверхности разрыва, покрытая однообразной штриховкой, не может быть использована для определения амплитуды перемещения по разрыву при отдельной подвижке. Для возникновения большой площади зеркала скольжения достаточно небольшого относительного перемещения крыльев разрыва. Важно, чтобы такое перемещение произошло вдоль большой по площади поверхности.

Физическим условием образования крупного длительно формирующегося разрыва, который образуется из многочисленных трещин, надо



считать не только определенную величину напряжений, но и вполне определенную длительность их действия. Эта специфика рассмотрения разрывов, возникающих в земной коре, отражается той теорией прочности, которая была рассмотрена автором ранее (см. гл. 7). Из того же представления о механизме возникновения крупного разрыва следует, что он может появиться лишь после того, как разовьется достаточное число относительно более мелких нарушений. Следовательно, между числом относительно крупных и мелких разрывов должно быть какое-то определенное соотношение. Выше было констатировано, что увеличение логарифма длины разрывов на величину $\Delta \lg l$ сопровождается уменьшением логарифма числа разрывов на величину $\Delta \lg n$, которая в среднем равна $1,2\Delta \lg l$ (см. гл. 16).

Так общее представление о механизме формирования тектонического разрыва согласуется с эмпирическим обобщением. Это дает возможность развивать методы прогноза землетрясений и решать задачи, требующие расчетов, связанных с разрывами.

Понимание механизма формирования крупных тектонических разрывов во многих случаях может оказаться полезным при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Остановимся на нескольких примерах.

1. При детальной геологической съемке наблюдения над волнистостью простирания тектонических разрывов могут позволить различать непересекающиеся разрывы разного типа и возраста, если будут установлены различия в длине и амплитуде волнистости разрывов разного возраста и типа на участках их пересечения. На рис. 50, а слева показан участок, на котором определяется возраст разрывов, а справа — участок, на который распространены эти определения возраста.

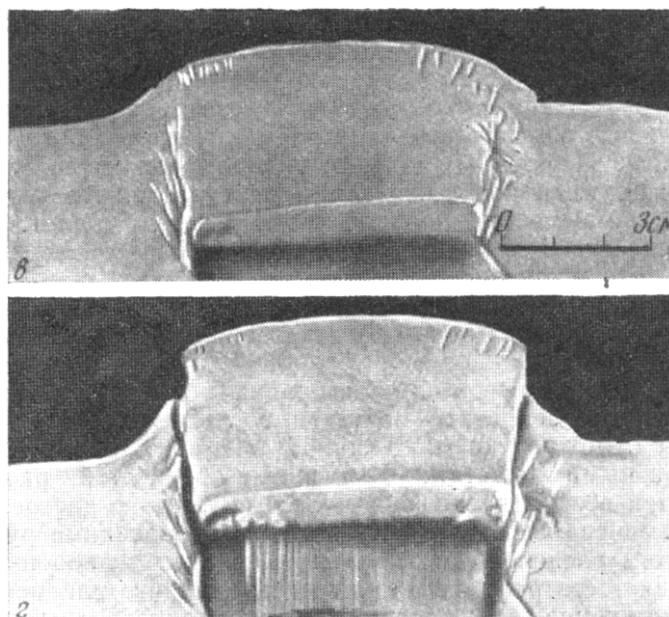


Рис. 49. Системы разрывов, осложняющие модели антиклиналей поперечного изгиба из влажной глины

а, б — осепродольные разрывы при давлении на складку снизу со стороны жесткого (*а*) и мягкого (*б*) штампа, ширина которого не превышает мощности деформируемой толщи; *в, г* — последовательные стадии развития осепродольных разрывов на крыльях антиклинали (мощность деформируемой толщи меньше ширины давящего штампа)

2. Учет волнистости простирания разрывов должен предостерегать геолога от неправильных заключений о направлении падения поверхности разрыва, если имеется близкое совпадение изгибов выхода разрыва с перегибами рельефа. На рис. 50, *б* показан конкретный разрыв, выход которого изгибается в овраге и тем самым, казалось бы, дает указание на северное направление падения контакта. Однако изгиб выхода разрыва несколько не совпадает с тальвегом оврага. Следовательно, нет основания считать, что разрыв наклонен на север. Детальные полевые наблюдения и бурение позволили установить, что этот разрыв вертикален.

3. При разведочных работах, особенно в условиях плохой обнаженности, места заложения и наклоны буровых скважин, направление штолен и места проходки канав нередко выбирают, исходя из представления о плоском характере поверхности разрыва, имеющего один и тот же азимут и угол падения. Азимут и угол падения часто определяются по весьма небольшому числу обнажений (шурфов и канав). Исходя из замеров, полученных на участке с однообразным и почти прямолинейным простиранием небольшой части разрыва, канавы часто задают вдоль одной прямой линии, продолжающей простирание изученного участка (рис. 50, *в*). Линия разрыва из-за волнистости простирания часто отходит от прямой, намеченной в начале разведки. Зная о существовании волнистости простирания, разведчик после проходки канав 4 и 5 воздержится от заключения о затухании рудоносного разрыва или, что правильнее, вообще не будет проходить канав 5 и 6, после того как выявились отрицательные данные по канаве 4. Вместо канав 5 и 6 следует задать канаву 5а для выявления отклонения разрыва, после чего проектировать следующие канавы. Учет возможности волнистого

характера поверхности разрыва важен также и при прослеживании отдельных швов геофизическими методами.

4. Учитывая механизм образования разрывов и их волнистость по простиранию и падению, можно выявить некоторые существенные особенности условий образования гидротермальных месторождений. Так, например, А. В. Королевым [342], Ф. И. Вольфсоном [155], В. А. Невским [484] и другими исследователями отмечалось, что характер оруденения нередко меняется от одной части разрыва к другой из-за их разновозрастности. Основываясь на предложенном объяснении волнистости разрывов, можно предполагать, что места изломов и резких изгибов простирания, а также изменения в характере волнистости линии выхода являются участками (1—6) сочленения разновозрастных частей разрыва (рис. 50, а).

5. Волнистость разрывов по простиранию и падению определяет место и размеры линзообразных полостей, возникающих в его шве. Зная длину волны l , можно указывать наиболее вероятное расстояние между линзообразными полостями. Изучение особенностей расположения таких полостей весьма важно потому, что последние часто заполняются рудными минералами и превращаются в линзовидные рудные тела, закономерности расположения которых еще очень слабо изучены. Используя волнистость разрывов, можно говорить, что расстояние между одноименными концами рудных линз равно длине волны поверхности разрыва в рассматриваемом направлении (рис. 50, д). Ю. С. Шихин [706] отметил, что чередование линзовидных полостей с зажатыми частями шва сильнее всего проявляется, если направление смещения вдоль разрыва изменяется на 90° .

6. Влияние разрыва на напряженное состояние его окрестностей приводит к ряду практических следствий. Одно из них — развитие системы трещин, оперяющих основной разрыв и имеющих значение при формировании жильных месторождений. Учет влияния разрывов на на-

правления действия главных напряжений может помочь объяснению различной формы ветвления жил [182]. При перемещениях по крупному волнистому разрыву в одних участках его шва открываются линзовидные полости, в других происходит сближение и сжатие крыльев, обращенных выпуклостью навстречу друг другу. Возле пустот на свободные поверхности крыла разрыва не действуют никакие силы. Здесь оси одних главных нормальных напряжений должны быть параллельны, дру-

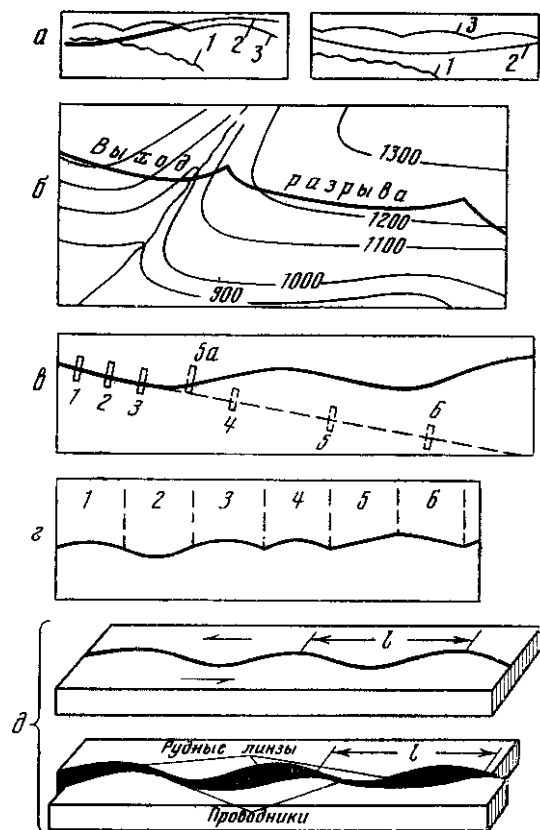


Рис. 50. Примеры использования волнистости разрывов при решении различных практических вопросов

а — при определении возраста разрывов (1—3); б — при определении направления наклона разрывов; в — при разведке разрыва вдоль простирания; г, д — при прогнозе рудоносности различных участков, разрыва

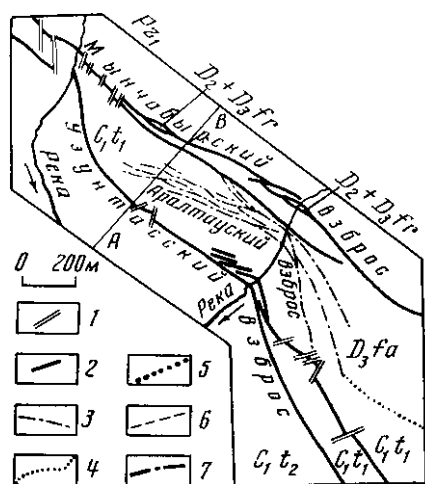
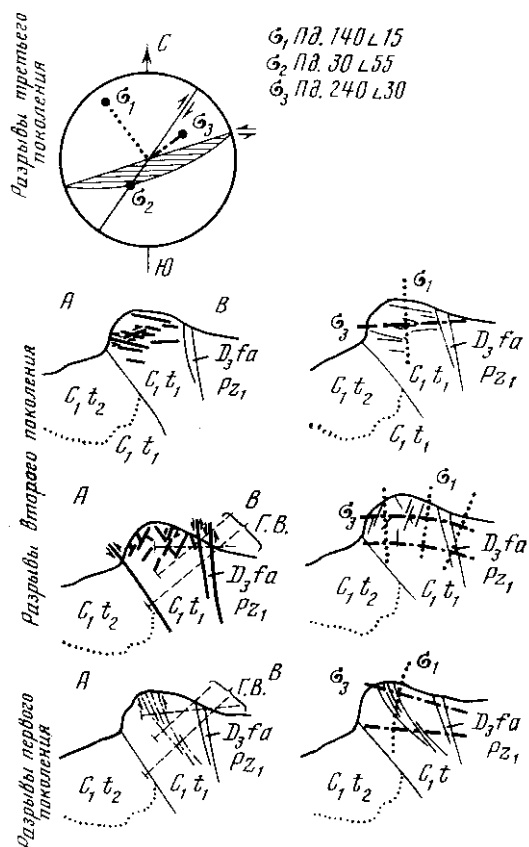


Рис. 51. Схема разрывов и современного положения осей верхнепалеозойских напряжений на юго-западном крыле Мынчабырской антиклинали (по И. В. Александрову, М. В. Гзовскому, М. С. Пичугину)

1 — разрывы 3-го поколения; 2 — крупные разрывы 2-го поколения; 3 — разрывы 1-го поколения; 4 — стратиграфическая граница; 5 — траектории σ_1 ; 6 — траектории σ_2 , 7 — траектории σ_3 . C1t2 — верхняя часть турнейского яруса; C1t1 — нижняя часть турнейского яруса; D3fa — фаменский ярус; D2+D3fr — средний девон и франкий ярус; Pz1 — нижний палеозой; г. в. — горные выработки, спроектированные на плоскость профиля



гих — перпендикулярны шву. Если в лежащем крыле разрыва в данном участке около полости происходит растяжение, а в висячем крыле имеет место сжатие (что вероятно при взбросах), то оперяющие трещины должны резко отходить от основного шва и веерообразно расходиться по направлению восстания разрыва. Если около полости в обоих крыльях происходит сжатие, то следует ожидать кулисообразного расположения оперяющих трещин. Если вдоль шва на крылья разрыва действуют силы трения, то оси главных нормальных напряжений направлены наискось к шву. При этом оперяющие трещины могут как бы сглаживать неровности основного шва.

7. С представлениями о механизме формирования сложно построенных разрывов тесно связан вопрос о рудоподводящих каналах, определяющих размещение гидротермальных рудных месторождений в пространстве. Часто рудоподводящими каналами, из которых рудоносные растворы поступают в мелкие разрывы, справедливо считаются наиболее крупные тектонические разрывы. Мелкие нарушения при этом рассматриваются как следствие перемещений по расположенным поблизости наиболее крупным зонам разрушения [155, 618 и др.]. Однако в некоторых районах этой точке зрения противоречит отсутствие оруденения в швах самых крупных разрывов. Так происходит, в частности, в нескольких местах Байджансайского антиклинория.

В тех участках, где мелкие разрывы в карбонатной толще среднего палеозоя возникали намного раньше объединяющего их крупного разрыва, гидротермальные рудоносные растворы, вероятно, получали возмож-

ность подниматься вверх раньше, чем крупный разрыв успевал полностью сформироваться.

Рудоносные растворы поднимались с глубины по существовавшим тогда разрывам в нижнепалеозойском фундаменте. Выше они входили в толщу среднего палеозоя, поднимались по ранним мелким разрывам и трещинам и отлагали в них руды. Ко времени возникновения многих крупных взбросов и сбросов, рассекающих средний палеозой, растворы уже не поступали. Поэтому во многих более поздних разрывах, в том числе и в самых крупных позднепалеозойских швах, руда отсутствует.

На рис. 51 показано юго-западное крыло Мынчабырской крупной антиклинали поперечного изгиба, рассеченное серией небольших рудоносных взбросов и более крупным безрудным почти вертикальным взбросом; эти разрывы позднепалеозойские и складчатые. Геологические наблюдения позволяют считать, что мелкие взбросы древнее крупного взброса.

При испытаниях многих моделей складок поперечного изгиба (см. гл. 22) было подтверждено, что по мере роста антиклиналей поперечного изгиба сперва на их крыльях возникают многочисленные небольшие взбросы, развивающиеся снизу вверх (см. рис. 49, в), а затем, спустя значительное время, образуется единый крупный, почти вертикальный взброс, включающий часть более ранних поверхностей разрушения (см. рис. 49, г).

Таким образом, на моделях можно было проследить все стадии того последовательного развития разрывов, которое было восстановлено по геологическим данным для юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали. Активные силы, внешние по отношению к складке, сохраняются при этом постоянными. В данном случае отпадает необходимость в часто используемом геологами предположении, будто изменение типа разрывов, возникающих в разное время, связано с коренным изменением характера внешних сил, действовавших на рассматриваемый участок земной коры.

Итак, изучение механизма формирования крупных тектонических разрывов открывает дополнительные возможности разрешения многих вопросов, относящихся к разнообразным отраслям геологии — разведочному делу, учению о структурах рудных месторождений, сейсмологии и т. д.

Д. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

ГЛАВА 20

НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДОК

Первоначально при изучении складок наибольшее внимание уделялось их морфологии. Разрабатывались методы выявления формы складок в поле и способы их графического изображения. Для решения вопроса о форме складок создавались их морфологические классификации. Это направление исследования имеет значение и в настоящее время. Выяснение закономерностей в образовании складок определенной формы часто оказывается важным и в практическом отношении, например, при поисках месторождений нефти и газа. До сих пор нет точного

представления о том, когда и почему возникают складки. Лишь немногие геологи занимались этим вопросом и преимущественно на основе регионального обзора материала, без использования специальных методов исследования. В конце XIX и начале XX в. господствовало представление, что все морфологически различные складки возникают вследствие одной причины — контракционного сжатия Земли. В соответствии с постепенным сжатием Земли естественно было считать образование складок процессом постепенным и длительным. Складками тогда считались как деформации внутри осадочного покрова или какой-то другой части разреза земной коры, так и деформации, охватывающие земную кору целиком (А. Гейм, Э. Арган, Б. Виллис). В настоящее время деформации, охватывающие всю земную кору, уже нельзя считать складками. Это — структурные формы, созданные колебательными движениями (антиклинории, синеклизы и т. п.).

С 20-х по 40-е годы XX в. большое развитие получило еще одно направление изучения складок. Оно связано с решением новых вопросов генезиса складчатости. Одним из них был вопрос о том, когда происходили движения складок. Методом изучения фаций и мощностей отложений и угловых несогласий было выяснено, что многие складки формировались не длительно и постепенно, а во время отдельных коротких фаз. Вместе с тем отмечалось, что другие складки развивались длительно. Развернулась продолжительная дискуссия о фазах складчатости. Важные работы были опубликованы Г. Штилле, М. А. Усовым, Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым и другими геологами.

В то же время развернулась критика контракционной гипотезы развития Земли и было описано много фактов, затруднявших объяснение складок действием горизонтальных сил. Особенно важными оказались данные о складках на платформах, прежде всего на Русской платформе, а также в переходных зонах от геосинклинальных областей к платформенным (А. П. Карпинский, Г. Штилле, Э. Харборт, Т. Линк, А. Д. Архангельский, А. П. Павлов, Е. В. Милановский, В. В. Белоусов, Н. С. Шатский, П. Е. Оффман, Л. Н. Розанов и многие другие). Одни исследователи по-прежнему считали, что складки возникают под действием горизонтальных сил, тогда как другие доказывали, что складки создаются вертикальными силами. Большое внимание стало уделяться вопросу о том, почему возникают складки.

Было широко распространено представление об однозначной связи общей морфологии складок с непосредственными причинами их возникновения. Так, например, куполовидность или изометричность складки в плане или ее коробчатость в разрезе считались признаком ее образования под действием вертикальных сил. Линейность складок в плане, их синусоидальная округлая форма в разрезе и наличие на крыльях складок взбросов являлись признаками образования складок под действием горизонтальных сил. Причины возникновения считались одинаковыми для многих складок, развитых на обширной площади. Поэтому они выяснялись не для отдельных конкретных складок, а для складчатости платформ или складчатости геосинклиналей вообще.

Логически стройная концепция, наиболее четко выражающая представления, сложившиеся в 40-х годах, была опубликована В. В. Белоусовым [40]. Основываясь на морфологических признаках, он разделял складчатость (комплексы складок) на три типа: прерывистую (идиоморфную), свойственную главным образом платформам; полную (голоморфную), развитую в геосинклиналях, и промежуточную, господствующую в переходных зонах от геосинклиналей к платформам. Он считал, что два основных морфологических типа коренным образом различаются и по истории их развития, и в отношении причин возникновения складок. Прерывистая складчатость, как он полагал, развивалась длительно под действием вертикальных сил глубинного происхождения. Полная складчатость рассматривалась как возникшая во время коротких не-

многочисленных фаз под действием горизонтальных сил, появляющихся в осадочном покрове в результате основных вертикально направленных колебательных движений земной коры глубинного происхождения.

Вопрос о том, какие деформации происходят внутри развивающейся складки, не являлся тогда первостепенным. Лишь отчасти им занимались при изучении мельчайших складок петротектоническим методом (Б. Зандер, Х. Ферберн, А. В. Пэк, А. Н. Елисеев, Л. И. Лукин и др.). Некоторые данные о мелких складках были собраны в это время В. В. Белоусовым, И. В. Кирилловой, А. А. Сорским и др.

Таким образом, классификация складок была единой. Она являлась одновременно и морфологической. Предполагалось, что в нее можно будет включить и механизм деформаций, происходящих внутри складок.

Последующие фактические данные привели к необходимости значительно усложнить представления о складчатости. Стало выясняться, что соотношения между морфологией, историей движений и причинами возникновения складок далеко не всегда однозначны. Разные исследователи в различных районах стали независимо друг от друга отмечать, что внутри геосинклинальных зон Кавказа и Средней Азии встречаются линейные складки, развивавшиеся длительно, хотя это считалось раньше типичным только для прерывистой складчатости платформ (В. Е. Хайн, В. А. Невский, М. В. Гзовский и др.).

Во многих геосинклинальных зонах стало выясняться, что полной складчатостью занята меньшая часть их площади. На материале из различных районов В. В. Белоусов [55] пришел к выводу, что складки, находящиеся внутри геосинклинальных зон, могут возникать по разным причинам, среди которых он признал и гравитационное оползание, давно указанное Э. Рейером [862], и гравитационное всплывание менее плотных пород, например водонасыщенных глин или солей. В. В. Белоусов рассматривал складчатость как совокупность различных форм реакции слоистых толщ на вертикальные перемещения глыб внутри земной коры. Таким образом, сложилось мнение, что морфологически полная складчатость возникает различными путями. Однозначность соотношений между морфологией складок, историей их роста, характером создавших их сил и деформациями внутри складок перестала быть очевидной.

Вместе с тем было признано, что среди платформенных куполовидных складок прерывистого типа много таких, которые образовались в результате всплывания пород с пониженной плотностью, залегающих внутри осадочного покрова. Эта давно развивавшаяся точка зрения получила, наконец, признание (Э. Харборг, Л. Неттлетон, Ю. А. Косыгин и др.). Такие складки существуют среди морфологически прерывистой складчатости, хотя они и не являются глубинными. Кроме того, встречаются такие же по происхождению правильно ориентированные линейные складки, которые указывают на возможность тесной генетической связи между куполовидными и линейными складками.

Так появилась необходимость более полного изучения причин возникновения отдельных конкретных складок. Их детальное изучение должно было существенно дополнить сведения о складках, получаемые путем региональных обзоров. Большое значение стало придаваться объективному сопоставлению крупных и мелких складок.

С такими задачами автором было начато систематическое исследование складок Байджансайского антиклинория хр. Каратау, входящего в палеозойскую геосинклиналь Тянь-Шаня.

НОВАЯ ЗАДАЧА ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДOK

В результате детальной площадной съемки Байджансайского антиклинория, а также детальных литологических и палеонтологических исследований было достоверно установлено, что здесь линейная параллельная складчатость, приближающаяся к полной, развивалась длительно. В этом районе впервые прослежено: как зарождались складки в герцинском цикле во время начала осадконакопления при усиливавшемся прогибании интрагеосинклинали; как они продолжали медленно расти во время наибольшего прогибания интрагеосинклинали; как затем усилился их рост и стали появляться многочисленные новые складки во второй половине герцинского этапа, когда на смену опусканию пришли восходящие движения и образовался полуобращенный антиклинорий. Было установлено, что в Каратау развитие отдельных складок внутри интрагеосинклинали происходило на протяжении всего герцинского этапа. Кроме того, здесь было достоверно выявлено, что крупные линейные антиклинали, тянущиеся на расстоянии в 20—30 км и имеющие ширину 1—3 км, образовались в результате длительного разрастания и объединения первоначально изолированных брахиантиклиналей. В итоге автор пришел к мысли, что полная складчатость, вероятно, не возникает сразу в законченном виде. Постепенно формируясь, она проходит несколько последовательных стадий развития. Вначале может появляться прерывистая складчатость, которая затем превращается в промежуточную, и, наконец, на последней стадии развития те же самые складки приобретают морфологические особенности, свойственные полной складчатости [185].

В Байджансайском антиклинории точно определено, что большая часть главных линейных складок, приближающихся по морфологии к типу полной складчатости, возникла в герцинском осадочном покрове одновременно с вертикальными перемещениями пластичных глыб, выколотых из нижнепалеозойского структурного этажа. Эти глыбы не только перемещались, но и деформировались одновременно с герцинским складкообразованием. Основная складчатость не является здесь дисгармонично развитой внутри осадочного покрова. Несмотря на то, что она приближается к полной, эта складчатость должна считаться глубинной (в том смысле, который был вложен в этот термин Э. Арганом). Согласно первоначальным представлениям В. В. Белоусова [40], полная складчатость должна быть внутрипокровной, а не глубинной. Конечно, автор не отрицает того, что в ряде других районов существует внутривпокровная полная складчатость. В Байджансайском антиклинории (примерно на 10% его площади) также распространена внутривпокровная складчатость, но она лишь осложняет и дополняет основную складчатость, являющуюся глубинной. Результаты изучения Байджансайского антиклинория обязывают допускать возможность существования не только внутривпокровной, но и глубинной полной складчатости. А это значит, что возможны сильно отличающиеся один от другого механизмы формирования полной складчатости.

Общая морфология складок Байджансайского антиклинория была привлечена для решения (с помощью обычных тектонических представлений) вопроса о том, как были направлены силы, создавшие в нем основные складки. Может быть из-за того, что эти складки были изучены весьма полно, обнаружались признаки действия как вертикальных, так и горизонтальных сил, и поставленный вопрос не удалось разрешить обычными методами геотектоники [185].

При работе в Байджансайском антиклинории сложилось новое направление изучения складок, которое не заменяет, а дополняет уже существующие. Оно возникло в связи с тем, что нами допускались неоднозначные соотношения между общей морфологией складок и механизмом

их формирования. Полевые данные и результаты исследования моделей позволяют привести следующие примеры.

Наблюдая округлые своды открытых складок (рис. 52, *а*), можно ожидать, что они возникли в результате действия или горизонтальных (как обычно думают), или вертикальных сил. Регистрируя коробчатую складку в определенной пачке слоев (рис. 52, *б*), нельзя думать, что этого достаточно для доказательства возникновения складки под действием сил, перпендикулярных к слоистости. Обнаружив, что складку осложняют взбросы (рис. 52, *в*), нельзя считать это доказательством ее возникновения вследствие горизонтального сжатия. Такие разрывы могут возникать и при действии вертикальных сил.

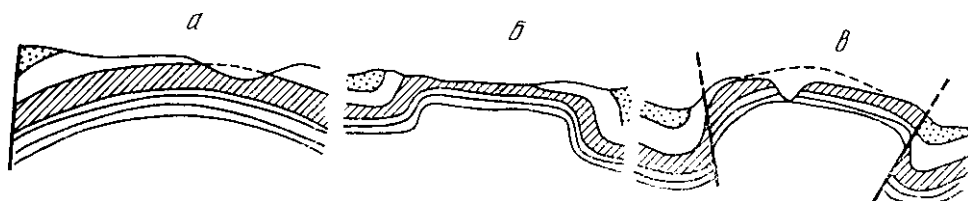


Рис. 52. Морфология складок, которые могут быть созданы как горизонтальными, так и вертикальными силами

а — открытая; *б* — коробчатая; *в* — осложненная взбросами

Теперь нам требовались новые более точные признаки направления и характера сил, создающих складки. Нужно было находить специфические диагностические детали морфологии складок, определяемые каждой системой внешних сил.

Кроме того, многие детально изученные обнажения и модели показали, что при одной и той же системе внешних сил, например при сжатии вдоль слоистости, могут возникать складки разных морфологических типов. Это объясняется тем, что морфология складки определяется сочетанием системы внешних сил с длительностью их действия и с механическими свойствами среды. На приводимом ниже рис. 67 видно, что продольное сжатие одной и той же силы приводило к образованию морфологически разных складок в моделях, лишь незначительно различающихся по своим свойствам. Необходимо было выяснить, какие физические условия достаточны и необходимы для формирования складок каждого морфологического вида. Знание этих условий окажется полезным во многих случаях. В одних районах тогда можно будет по складкам судить о том, какие силы, напряжения и скорости деформации имели место в прошлом. В других районах, зная общую геологическую обстановку и располагая данными о крупных структурных формах, окажется возможным предвидеть морфологию более мелкой, скрытой на глубине складчатости.

Далее, нужно было научиться понимать и использовать ряд других особенностей складчатой структуры. Давно известно, что упорядоченность ее проявляется не только в сходстве простираний и формы ряда соседних складок. Вместе с тем регистрируется и сходство в величине этих складок и их численности. В одних местах складки только крупные, в других — только мелкие. Часто можно видеть, что значительная деформация участка коры выражена одной сильно развившейся складкой, например изоклинальной складкой продольного сжатия, имеющей большую амплитуду. Такие складки были описаны в Байджансайском антиклинории. Но такие же по величине деформации в других участках достигнуты в результате возникновения многочисленных менее развитых складок. Надо начать изучение того, какие факторы определяют величину, число и степень развития складок.

Наконец, большой интерес представляет распределение напряжений внутри складки. Знание закономерностей распределения напряжений внутри складок необходимо для того, чтобы понимать, какие деформации и разрывы можно встретить внутри различных складок, и чтобы заранее предвидеть, какие участки складок наиболее благоприятны для формирования месторождений различных полезных ископаемых. Хорошо известны связь со складками железорудных тел криворожского типа (Н. П. Семенов, Я. Н. Белевцев, Г. В. Тохтуев, О. И. Чередниченко), влияние складок на расположение гидротермальных полиметаллических руд (В. М. Крейтер, Ф. И. Вольфсон, А. В. Королев, В. А. Невский и многие другие). Требуется объяснения отсутствия нефти и газа в части антиклиналей промысловых районов, раздробленность углей на крыльях некоторых складок, различная степень проявления выбросов угля и газа в разных частях складок и многое другое.

Для решения перечисленных вопросов требуется изучать, что происходит внутри формирующихся складок. Воздействие на складки окружающих частей земной коры рассматривается при этом как определенная система внешних сил. При этом вопросы о причинах появления этих сил могут не рассматриваться, так как они бывают разными, и это является самостоятельной задачей уже давно ведущихся исследований.

Можно выделять различные типы механизма формирования складок, описывая соотношения между внешними силами, временем их действия, механическими свойствами деформируемого участка коры, особенностями распределения и развития во времени деформаций, разрывов и напряжений внутри складок и морфологией возникающих складок. Выявление существующих типов механизма формирования складок и детальное физическое изучение и описание каждого типа являются задачей нового направления изучения складок. Оно требует широкого использования новых полевых и экспериментальных методов.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОК

Основное значение имеют полевые методы исследования природных складок. После обычного изучения их общей формы, распределения фаций и первичных мощностей отложений главное внимание обращается на специфичные детали морфологии, на дополнительные, осложняющие складку деформации, на изменения в характере и распределении трещин (в том числе кливажа) и разрывных смещений, а также различных жильных и гидротермальных образований. Все эти особенности сопоставляются с элементами общей формы складки и с детально изученными слоистостью и вещественным составом слоев. Исследование ведется визуально, но в случае целесообразности нужно привлекать и петротектонический метод. В дальнейшем потребуются определять величины основных характеристик механических свойств пород, слагающих складку.

Перечисленные данные представляют интерес сами по себе, но, кроме того, они используются для восстановления полей напряжений в многочисленных отдельных небольших участках внутри складок. В этом случае прежде всего можно использовать существующую везде трещиноватость и применить разработанный автором метод восстановления поля напряжений [178, 187, 189]. Описание метода приведено выше (раздел III, В, стр. 113). Затем интерпретируются специфичные деформации (например, будинаж) и мелкие дополнительные складки, если они несут признаки вполне определенных условий возникновения. Рис. 53 может служить примером того, как крупная складка была разделена на мелкие

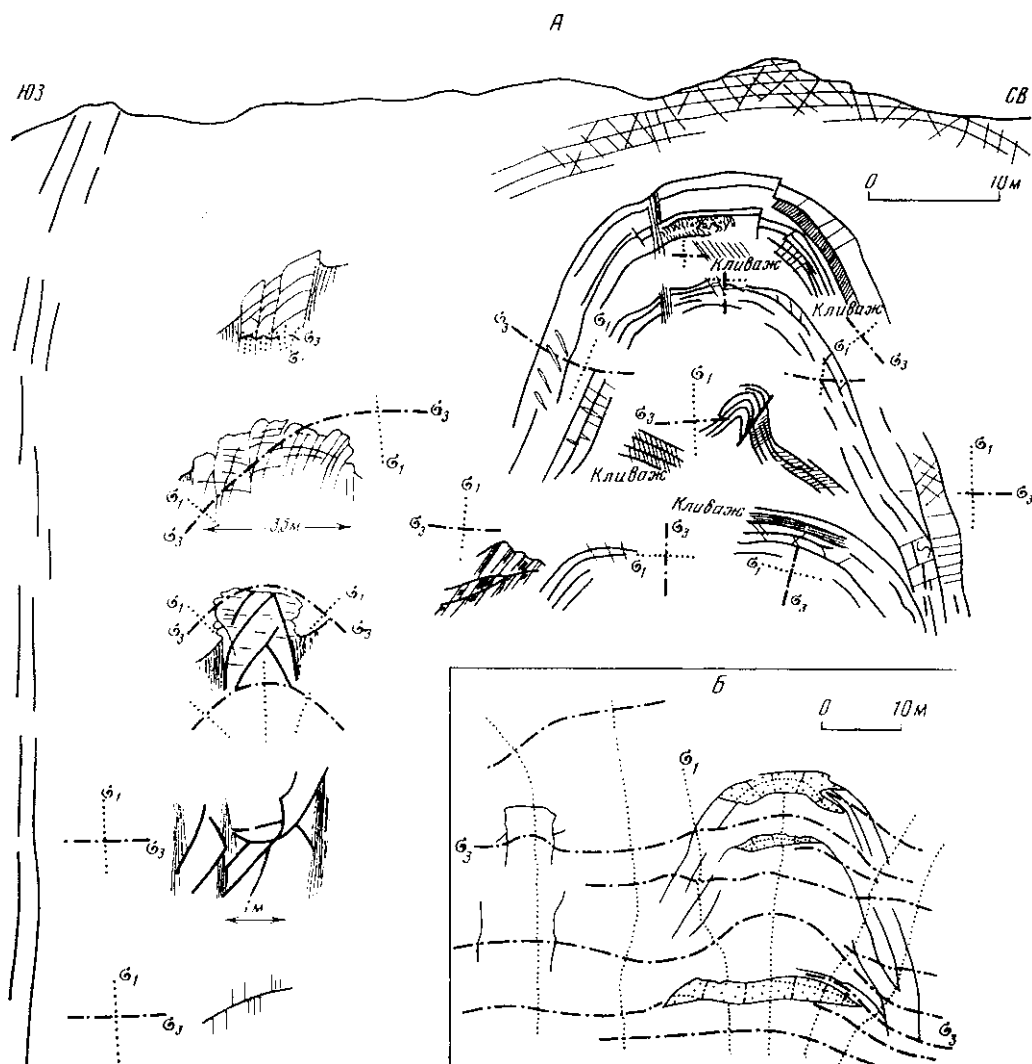


Рис. 53. Схема внутреннего строения складки и напряженного состояния отдельных ее частей (А) и общая схема траекторий главных нормальных напряжений в ядре складки (Б)

А: наверху — свод, слева — крыло, справа—ядро складки; Б: σ_1 , σ_3 — алгебраически максимальные и минимальные главные нормальные напряжения. Точечным крапом отмечены участки с наибольшим растяжением и аномальным направлением траекторий

структурно однородные участки, а затем внутри каждого из них восстанавливалось направление главных напряжений. После этого проводятся траектории главных напряжений (которые обобщают данные, по отдельным участкам) и оконтуриваются области внутри складки, существенно различавшиеся по своему напряженному состоянию. Возможна дальнейшая детализация схемы поля напряжений, которая заключается в указании мест, отличающихся по величине действовавших напряжений (о чем можно судить по наличию кливажа, густоте трещиноватости, размерам будин и т. п.).

Весьма важно, что такие схемы траекторий главных напряжений оказалось возможным составить для многих складок Байджансайского антиклинория, а также для всего антиклинория в целом.

Во-первых, это является доказательством выполнимости поставленной задачи.

Во-вторых, выяснилось, что направление траекторий бывает качественно различным. У одних складок траектории осей наибольшего сжатия σ_3 вне складки близки по направлению к слоистости, а в пределах складки слабо искривлены, качественно напоминая антиклиналь; траектории наибольшего растяжения, или наименьшего сжатия σ_1 образуют в складках слабо расходящийся кверху веер (рис. 53, Б). В других складках установлено обратное направление траекторий: близки к слоистости и качественно похожи на складки траектории наибольших растягивающих напряжений σ_1 , а вверх веером расходятся траектории наибольших сжимающих напряжений σ_3 (пример такого поля приведен далее на рис. 58). По отдельным, наиболее благоприятным для изучения в полевых условиях складкам можно было заключить, что поле напряжений первого типа, по-видимому, возникает при продольном сжатии слоев, тогда как поле второго типа, вероятно, появляется при действии активных сил поперек слоистости.

В-третьих, выяснилось, что напряжения внутри складок каждого из этих двух типов распределены неравномерно и основное поле осложнено аномальными участками, которые распределяются в пространстве, подчиняясь определенным закономерностям. Например, на рис. 53, Б они показаны около осевой поверхности складки и со стороны кровли, в каждой из выделяющихся здесь пачек слоев.

В-четвертых, было обнаружено, что напряженное состояние складок испытывало последовательные изменения, благодаря чему период роста складок может быть разделен на ряд стадий (см. рис. 58).

Большое значение для нового направления имеют методы экспериментального изучения складок на моделях. Они дают возможность вполне достоверной и количественной оценки влияния различных факторов на механизм формирования складок. Описанию этих методов посвящены специальные статьи [179, 184, 188] (см. также гл. 8—11). Следует отметить, что сейчас имеются возможности развернутой характеристики механических свойств моделей и полного исследования напряженного состояния пластически деформируемых моделей [184, 188, 513, 514, 521]. Автор вместе с И. М. Кузнецовой и Д. Н. Осокиной подтвердил на моделях, что два выявленных в поле типа напряженного состояния складок действительно соответствуют двум разным системам внешних сил, создающим складки. Первый тип свойствен условию продольного сжатия слоев, а второй — изгибу слоев под действием поперечных к ним сил. Только на моделях удалось достоверно выяснить, как изменяется величина напряжений внутри складки. Оказалось, что повышенно-напряженные участки, в которых должно ожидать наибольшее раздробление пород и где поэтому условия для рудообразования наиболее благоприятны, могут располагаться в разных частях складки, в зависимости от механизма ее формирования. Так, например, у складок продольного сжатия эти места часто располагаются вблизи от осевой поверхности и с вогнутой стороны литологически обособленных пачек слоев. У складок поперечного изгиба наиболее благоприятные для оруденения участки находятся в крыльях, особенно в их нижних частях. В случае появления таких участков около осевой поверхности складки, они тяготеют к выпуклым частям литологически обособленных пачек слоев. Однако под влиянием ряда факторов эти соотношения могут нарушаться.

Исследование моделей обязательно должно производиться в полностью контролируемых условиях при определенных режимах деформирования, т.е. при заданном режиме сил или при заданной скорости деформации. Эти величины должны соответствовать условиям подобия. По мере пополнения данных о механических свойствах горных пород моделирование будет от полуколичественного, каким оно является сейчас, все больше приближаться к количественному.

Наконец, новое направление изучения складок не может развиваться без математического описания количественных результатов наблюдений и теоретического рассмотрения явлений. Имеются первые попытки исследований такого рода, связанных с формированием складок гравитационного всплывания (соляных куполов), с определением условий, необходимых для пластичного продольного изгиба слоев, и с образованием птигматитовых складок (Б. А. Шнеерсон, М. В. Гзовский, Х. Рамберг).

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДОК

1. При решении многих практических вопросов нельзя подходить ко всем складкам одинаково. Соотношения между складками и полезными ископаемыми бывают различными, в зависимости от того, каков механизм формирования складок. Так, в складках продольного сжатия, среди которых встречаются складки продольного изгиба, рудные тела скорее всего могут быть встречены вблизи от осевой поверхности, и это должно определять места заложения поисковых буровых скважин. Горизонтальные поисковые горные выработки надо задавать так, чтобы они проходили около вогнутой поверхности пластов, литологически благоприятных для оруденения. При интерпретации кернов следует иметь в виду возможность пересечения скважинами согласных со слоистостью седловидных рудных тел (рис. 54, а). В складках поперечного изгиба при поисках гипогенных руд наиболее перспективны крылья. В замках этих складок руды скорее всего можно встретить около выпуклой поверхности литологически благоприятных пластов (рис. 54, б). Приведенного примера достаточно для вывода, что при решении практических вопросов важно отличать складки с различным механизмом формирования.

2. Складки являются весьма чувствительным индикатором физических условий, существующих в земной коре. Выяснив механизм формирования складки, мы тем самым определяем направление и характер сил, действовавших на данный участок коры. Наличие складки указывает, что напряженное состояние в этом месте не было гидростатическим. Сравнивая разнообразные детали и осложнения в строении складок, распространенных в разных участках, можно выяснить различия в условиях, которые существовали в этих участках.

Например, только там, где наибольшее сжатие было направлено вдоль слоев, появляются складки продольного изгиба, в замках которых происходит отделение слоя от соседних слоев с образованием седловидных пустот (рис. 55, 1). Наибольшая трещиноватость отмечается около вогнутых частей поверхности слоя. Отсюда начинается и развитие кливажа (рис. 55, 2). Шарнирные складки имеют осложненную λ -образную форму (рис. 55, 17), противоположные крылья иногда имеют разную мощность (рис. 55, 20). Коробчатые складки осложняются на своде разрывами, создающими чешуйчатое надвигание слоев (рис. 55, 19). Осевые поверхности дополнительных складок почти параллельны своду основной складки. Мелкие дополнительные складки возникают преимущественно около осевой поверхности основной складки. Траектории главных напряжений соответствуют условиям продольного сжатия (см. рис. 54, а).

Там, где наибольшее сжатие было направлено поперек слоистости, складок продольного изгиба с отслаиванием и λ -образных встречено не будет. Мелкие дополнительные складки появляются в наибольшей степени на крыльях основной, или около края ее свода. На границах свода с крыльями коробчатых складок осевые поверхности дополнительных складок почти перпендикулярны своду (рис. 56). Наибольшая трещиноватость на своде наблюдается около выпуклых частей поверхно-

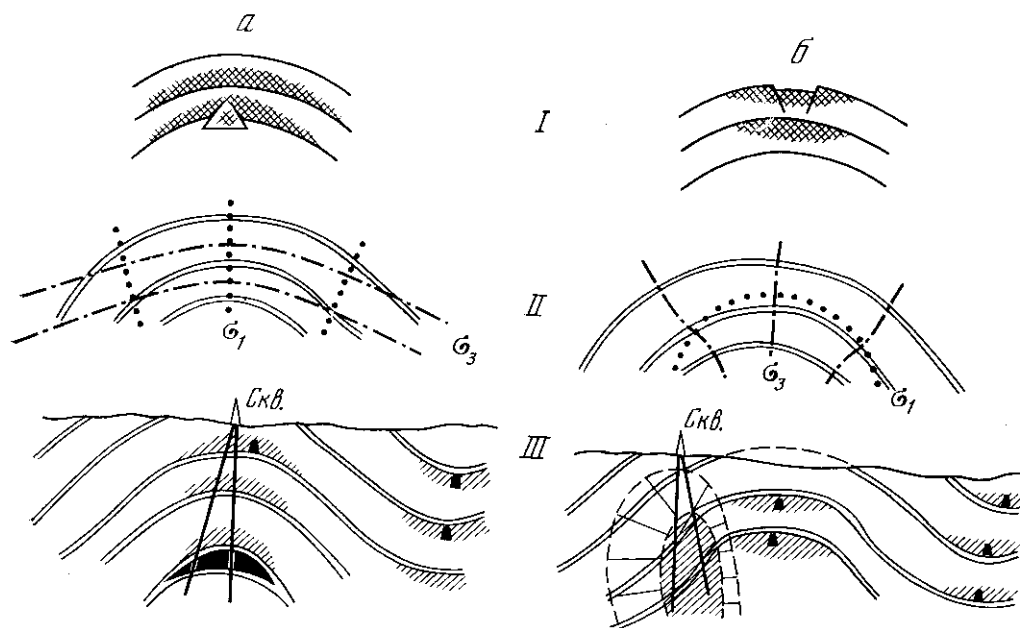


Рис. 54. Сопоставление особенностей трещиноватости (I), распределения напряжений (II) и благоприятных для оруденения участков (III — заштрихованы) в морфологически сходных складках продольного сжатия (а) и поперечного изгиба (б)

Черное — полости и горизонтальные горные выработки

сти слоев (см. рис. 54, б), в отдельных прослоях распространен будинаж. На границах свода с крыльями встречаются узкие длинные горсты и грабены, возникающие при временных изменениях направления движения складки (см. гл. 22). Траектории главных напряжений соответствуют механизму поперечного изгиба.

Сравнивая складчатые участки с одинаковым направлением осей напряжений, следует обращать внимание на форму и величину складок. Из полевых данных и проведенных опытов вытекает несколько неожиданный вывод, что в местах образования складок продольного сжатия при повышении всестороннего давления форма складок может становиться более угловатой. Вместо округлых синусоидальных появляются шарнирные, λ -образные и коробчатые складки. Не явилось неожиданным то, что с повышением всестороннего сжатия складки продольного изгиба заменяются складками продольного расплющивания (см. рис. 55). Увеличение всестороннего давления вызывает уменьшение размеров складок, но при этом увеличивает их число и приводит к широкому распространению многочисленных открытых (недоразвитых) складок. При малом всестороннем давлении складки полностью развиваются до изоклиальной формы и даже после этого продолжают разрастаться, увеличивая свою амплитуду. На моделях, исследовавшихся автором, было определено, что изменение числа и размеров складок прямо пропорционально изменению всестороннего давления (см. [195, гл. 30]).

Из сказанного следует, что широко распространенные складки можно будет использовать для оценки физических условий, имевших место в земной коре, для выяснения направлений главных напряжений и для приближенного определения их величины.

3. Складки чутко реагируют не только на изменения системы внешних сил, но и на другие факторы. В этом

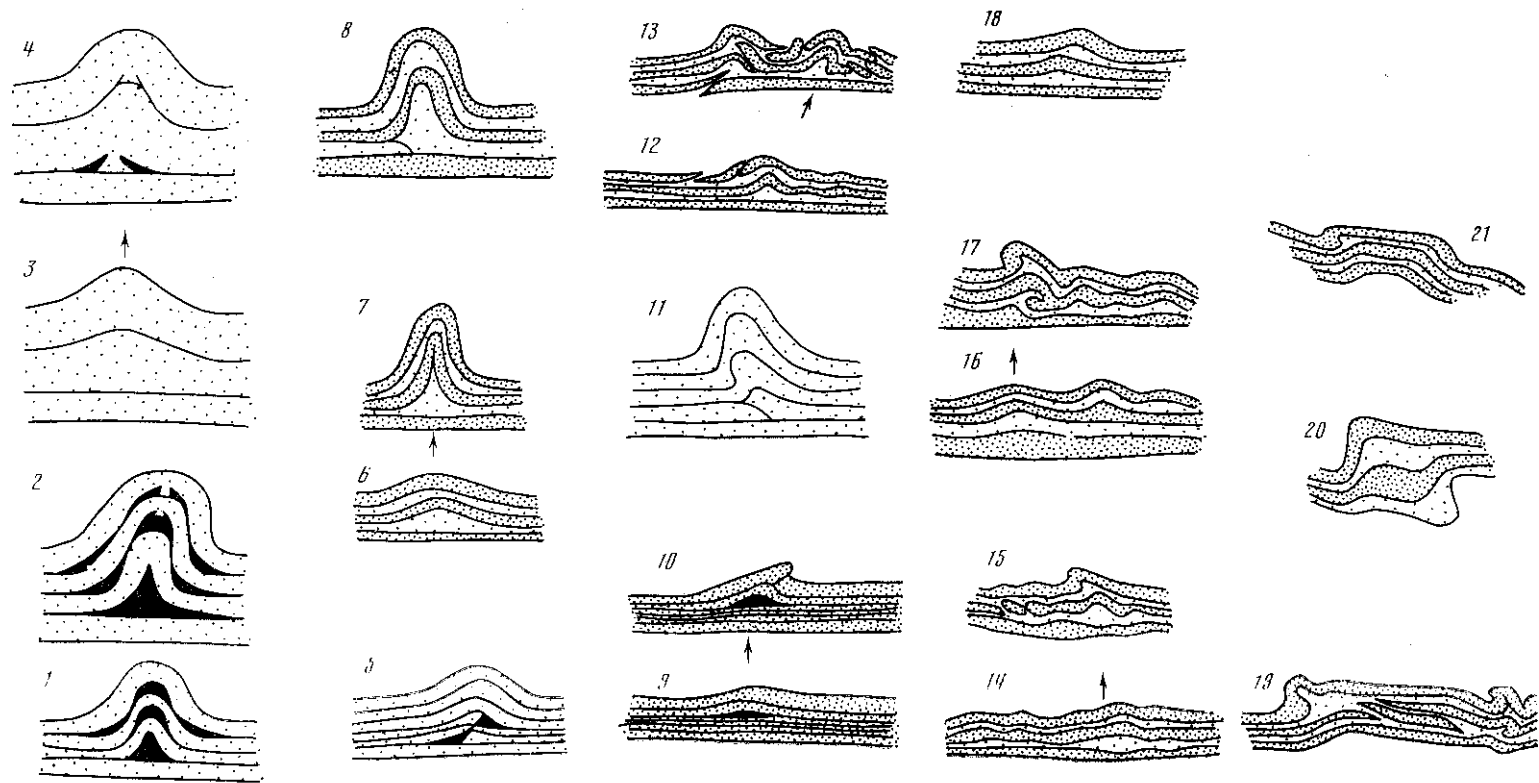


Рис. 55. Примеры морфологических разновидностей складок, созданных в моделях при продольном сжатии

Стрелками объединены складки, наблюдавшиеся на разных стадиях деформации одной и той же модели.

1-11 складки, возникшие при невысоком всестороннем сжатии (верхняя поверхность модели свободная); 12-21 – складки, возникшие при высоком всестороннем сжатии (модель находилась под нагрузкой со всех сторон). 1-2 – складки продольного изгиба; 3-5 – складки, развивающиеся сперва путем продольного расплющивания, а потом – продольного изгиба; 6-8 – складки, одни слои которых испытывали продольное расплющивание, а другие – продольный изгиб; 9-11 – складки продольного расплющивания; 12-15 – одновременно развивавшиеся открытые складки, перерастающие в чешуи; 16-17 – λ -образные складки; 18-21 – угловатые и коробчатые складки

отношении интересен вопрос о физических условиях возникновения складок продольного изгиба. Согласно теоретически выведенным условиям возникновения складки продольного изгиба в пластически деформируемом слое (см. главу 23 и [184, 187]), такие складки должны появляться при определенном сочетании следующих величин: продольных сжимающих напряжений p , длительности их действия ∂ , нормальных напряжений, перпендикулярных слоистости s , коэффициента трения между слоями k_f , вязкости материала слоев η_{III} , длительной прочности

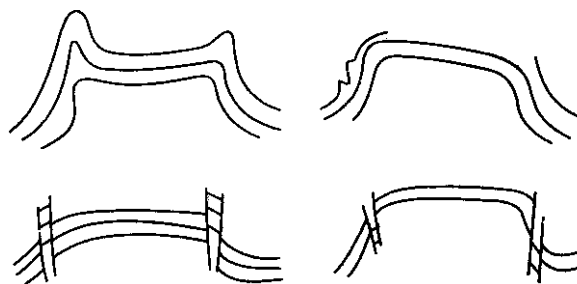


Рис. 56. Специфичные осложнения структуры складок поперечного изгиба

материала на скалывание P_{α} . Если перед началом образования складок слои залежали горизонтально, то имеют значение объемный вес материала γ и мощность деформирующегося слоя m .

Простейшая форма записи этих условий:

$$\begin{aligned} p &> k_I \frac{\eta_{III}^{1/3} f^{2/3}}{\partial^{1/3}}, \\ p &< 2P_{\alpha}, \\ s &< k_{III} f, \end{aligned} \quad (1)$$

где k_I , k_{III} — безразмерные коэффициенты; f — касательные напряжения на поверхности слоя. Если считать, что эти напряжения зависят от коэффициента трения k_f на поверхности слоя, объемного веса материала слоя γ , мощности m деформируемого слоя, а также от нормального давления на него s , то

$$f = k_f (\gamma m + s) \quad (2)$$

Подстановка этого выражения в предыдущие формулы дает следующие условия для возникновения складки продольного изгиба:

$$\begin{aligned} p &> k_I \frac{\eta_{III}^{1/3} k_f^{2/3} (\gamma m + s)^{2/3}}{\partial^{1/3}}, \\ p &< 2P_{\alpha}, \\ s &< \frac{k_{III} k_f}{1 - k_{III} k_f} \gamma m. \end{aligned} \quad (3)$$

Экспериментальная проверка этих физических условий, определение величины безразмерных коэффициентов k_I , k_{III} и выяснение возможности распространения данных условий на многослойные толщи представляет задачу экспериментального исследования на моделях. Полученные количественные данные опытов достаточно хорошо согласуются с теорией [377].

Итак, при одной и той же системе внешних сил складки могут иметь различный механизм формирования за счет изменений других факторов, влияющих на механизм их образования. Значит, чтобы физически интерпретировать складки, или предвидеть их главные особенности в еще не изученных местах, необходимо выяснить, какие фак-

торы и в какой мере влияют на каждый из механизмов образования складок.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают перспектив, открывающихся при изучении механизмов формирования складок.

Можно условно различать три главных направления изучения складок: геологическое изучение формы складок; геологическое изучение происхождения складок (причин их появления, т. е. геологических процессов, протекающих главным образом вне складки и порождающих те внешние силы, которые непосредственно создают складку); физическое изучение механизмов формирования складок, т. е. развивающихся внутри складок деформаций, разрывов и напряжений. Это новое направление основано на привлечении новых методов полевых исследований и лабораторного моделирования.

С каждым из этих направлений исследования связана самостоятельная классификация складок. Совокупность последних составит общую генетическую классификацию складок.

ГЛАВА 21

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ СКЛАДOK

При детальном изучении складок Байджансайского антиклинория хр. Каратау мы убедились в том, что знание одной морфологии недостаточно для суждения о механизме образования складок. Вместе с тем складки с одинаковым механизмом формирования бывают вызваны разными геологическими процессами. Поэтому автор считает, что должны существовать три параллельных и независимых классификации складок: морфологическая, физико-генетическая и геолого-генетическая.

Чисто морфологическая классификация разработана довольно полно, но может быть улучшена. Не следует ожидать, что каждому морфологическому типу соответствует только один механизм формирования, хотя в некоторых редких случаях это не исключено.

ФИЗИКО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Физико-генетическая классификация связана с рассматриваемым новым направлением изучения складок. Сейчас развиваются объективные методы определения напряженного состояния пород внутри складок, а также установления системы внешних сил, создающих складки. Поэтому от кинематического принципа классификации [55] можно уже переходить к динамическому. Однако динамический принцип также недостаточен, поскольку процесс формирования складки существенно зависит не только от приложенных к ней внешних сил, но и от механических свойств пород. Одни и те же силы могут вызывать в одних случаях продольный изгиб, а в других — продольное расплющивание слоев. Различать эти два механизма важно при решении ряда практических вопросов, например при разведке рудных месторождений.

Физико-генетическая классификация должна систематизировать механизмы формирования складок, в ней будут учтены кинематические и динамические особенности этого процесса. Основываясь на материале Байджансайского антиклинория, а также на достоверных примерах из литературы, можно несколько уточнить и дополнить тот перечень меха-

низмов образования складок, который был опубликован нами раньше [177, 178, 185]:

I. Продольное сжатие.

1. *Продольный изгиб:*

- а) в случае действия и продольных поверхностных сил и объемной силы тяжести;
- б) в случае ослабленного влияния объемной силы тяжести (в складках с вертикальными шарнирами).

2. *Продольное расплющивание* (местное увеличение мощности слоев):

- а) в случае действия и поверхностных сил и объемной силы тяжести;
- б) в случае ослабленного влияния объемной силы тяжести (в складках с вертикальными шарнирами).

Широко распространены складки смешанного типа, при образовании которых продольное расплющивание и продольный изгиб комбинировались различным образом.

II. Поперечный изгиб:

- а) в случае действия и поперечных поверхностных сил и поперечной объемной силы тяжести;
- б) в случае ослабленного влияния объемной силы тяжести (в складках с вертикальными шарнирами).

III. Шовные нарушения — сложные виды деформирования слоев на границах различно движущихся участков, изменяющих направление относительного смещения; механизм сочетает в себе элементы продольного сжатия, поперечного изгиба и продольного растяжения слоев. Примеры этих нарушений приводятся ниже, в гл. 22.

Перечисленные механизмы были выявлены в Байджансайском антиклинории. Кроме них несомненно существуют иные механизмы, которые описаны в других районах.

IV. Оползание под действием объемной силы тяжести, при котором возможно растяжение тыльных крыльев складок (примеры известны в Альпах).

V. Гравитационное всплывание при большом значении объемных сил, когда диапировое ядро складки может оторваться от питающего ее слоя. Таковы многие соляные купола.

VI. Диапировое внедрение при нагревании ядер складок поверхностными силами. По-видимому, такие складки имеются в хр. Каратау за пределами Байджансайского антиклинория.

VII. Геометрическое искривление, создающее складчатую форму отдельных материальных линий в породе, имевших определенное направление до деформации. Таковы многие складки скалывания и птигматические складки. Последние могут быть получены внутри участка, испытывающего деформацию простого сдвига [855].

Вероятно, в дальнейшем будут достоверно выявлены другие механизмы. Каждый из перечисленных механизмов по вложенному в него физическому смыслу может проявляться в больших и малых телах, захватывая большую или меньшую часть разреза земной коры, причем причины возникновения и объемных и поверхностных сил могут быть любыми.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Геолого-генетическая классификация призвана отразить причины появления сил, создающих складку, указать место развития складки в разрезе земной коры и определить круг геологических процессов, которые могут сопровождать развитие складки. Необходимость такой классификации можно пояснить тремя примерами.

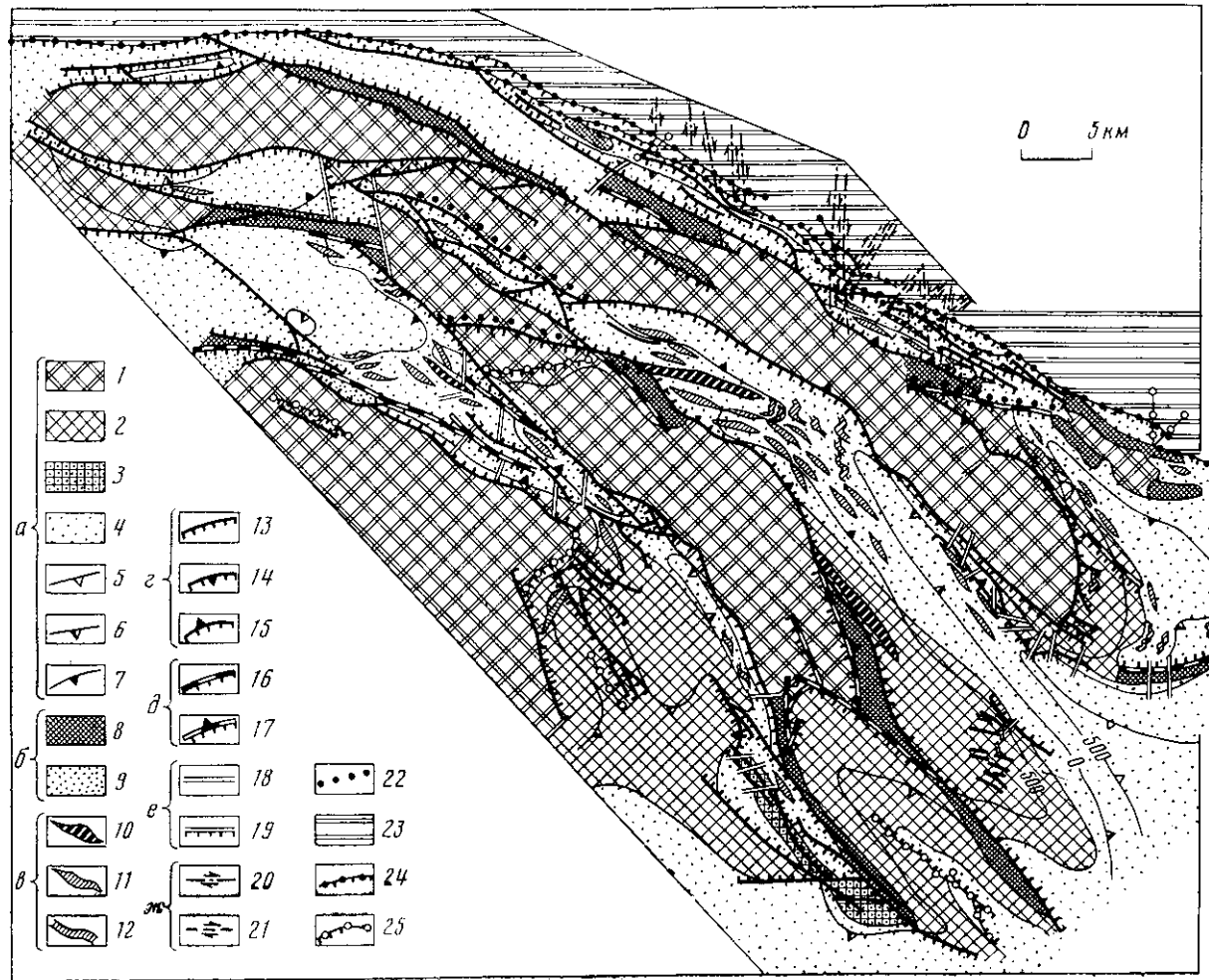


Рис. 57. Карта генезиса и возраста герцинских складок и разрывов Байджансайского антиклинория (по М. В. Гзовскому)

а – складки поперечного изгиба. 1 и 2 – основные глубинные антиклинали, начавшие развиваться в среднем палеозое одновременно с осадконакоплением и превратившиеся в верхнем палеозое в горст-антиклинали первого и второго порядков: 1 – наиболее поднятые части (высота залегания подошвы фамена более 1250 м; 2 – менее поднятые части (высота залегания подошвы фамена менее 1250 м); 3 – внутрипокровные антиклинали третьего порядка, начавшие формироваться в конце среднего палеозоя, превратившиеся в верхнем палеозое в горст-антиклинали; 4 – основные глубинные синклинали, начавшие обособляться в среднем палеозое одновременно с осадконакоплением, в верхнем палеозое превратились в грабен-синклинали; 5–7 – стратоизогипсы подошвы фаменского яруса; 5 – подошва находится на 500 м ниже уровня моря; 6 – подошва находится на уровне моря; 7 – подошва находится на высоте 500 м над уровнем моря. **б – шовные нарушения,** 8 – антиклинали и горст-антиклинали третьего порядка, возникшие в верхнем палеозое на границах складок поперечного изгиба вследствие изменений знака их движений; 9 – синклинали и грабен-синклинали третьего порядка, возникшие в верхнем палеозое на границах складок поперечного изгиба вследствие изменений знака их движений. **в –**

во время IV этапа верхнего палеозоя: 18 – с небольшой величиной смещения; 19 – со значительной величиной сбросовой составляющей смещения, **ж** – **косые вертикальные, мелкоамплитудные сдвиги**, возникшие во время V этапа верхнего палеозоя; 20 – с правым смещением; 21 – с левым смещением; 22 – участки верхнепалеозойских разрывов, совпадающих с каледонскими разрывами; 23 – необращенное поднятие Кокджотского горста; 24 – основные нарушения Главной Карагауской глубинной зоны разрывов – разрывы, непосредственно ограничивающие Кокджотский горст и связанные с его поднятием относительно Байджансайского антиклинория в верхнем палеозое; 25 – круто падающие герцинские разрывы, генезис и возраст которых точно не установлены. У всех разрывов штрихами отмечены относительно опущенные крылья, а треугольники указывают преобладающее направление наклона разрыва

складки продольного сжатия. 10 – 11 – внутритропковые дополнительные складки, возникшие при сжатии вкрест простирания слоев (шарниры параллельны простиранию слоев); 10 – складки с преобладанием продольного расплющивания; II – относительно крупные складки, в формировании которых существенную роль играло продольное изгибание; 12 – внутритропковые дополнительные складки, возникшие при сжатии вдоль простирания слоев (шарниры параллельны падению слоев). **г** – **продольные взбросы и сбросы, связанные с поднятием антиклиналей поперечного изгиба** и возникшие во время I и III этапов верхнего палеозоя; 13 – вертикальные; 14 – сбросы, 15 – взбросы. **д** – **продольные сбросы и подвиги, связанные с опусканием антиклиналей поперечного изгиба** и возникшие во время II этапа верхнего палеозоя; 16 – вертикальные; 17 – подвиги, **е** – **осепоперечные и косые сбросы и сбросо-сдвиги, связанные с поднятием антиклиналей поперечного изгиба** и возникшие

Первым примером являются складки поперечного изгиба. Они встречались в Байджансайском антиклинории в виде небольших дополнительных нарушений внутри маломощных пачек слоев, где они создавались вследствие перетекания материала из соседних менее вязких пачек. Эти складки практического интереса не представляют. Тот же механизм формирования осуществляется у основных крупных складок антиклинория, уходящих на глубину в несколько километров. На их крыльях находятся зоны повышенной проницаемости, по которым поднимались рудоносные растворы. Все тот же физический процесс поперечного изгиба признается многими геологами главным в деформациях, охватывающих земную кору на всю ее мощность при возникновении крупных структурных элементов типа антиклинориев. В последнем случае крылья структур уходят на глубины в несколько десятков километров, и поэтому в них возможно плавление пород и образование магмы за счет местного снижения всестороннего давления.

Вторым примером служат складки продольного сжатия. Они создаются в одних случаях силами, возникающими при перемещении по разрывам в фундаменте, который подстилает деформируемую толщу. Такие перемещения, в частности, бывают вертикальными [575]. В других случаях эти силы появляются при неравномерности давления, перпендикулярного слоистости, и выдавливании материала вдоль слоев из области выжимания в область нагнетания. Таких складок много в Байджансайском антиклинории.

Третьим примером могут быть складки всплывания, которыми являются многие соляные купола, т. е. нарушения, происходящие внутри осадочного покрова и не уходящие в глубокие части коры. Однако этот же механизм, по мнению В. В. Белоусова [58], приводит к формированию гранитогнейсовых куполов, развивающихся глубоко внутри земной коры и сопровождающихся значительным метаморфизмом пород и магмообразованием.

Из приведенных примеров очевидно, что указание физического механизма образования складок не дает их полной характеристики. Для этого требуется геолого-генетическая классификация, основные элементы которой наметились уже давно. По этой классификации можно выделить несколько типов складок.

I. Внутритропковые складки дисгармонично развиты внутри осадочного покрова и не имеют непосредственного продолжения в фундаменте, подстилающем покров. Среди них имеется ряд видов.

Складки нагнетания возникают из-за неравномерного распределения давления внутри осадочного покрова и существования областей нагнетания; их особенно много среди дополнительных складок Байджансайского антиклинория.

Приразрывные складки создаются при смещении по разрывам в фундаменте; выявлены, в частности, в Байджансайском антиклинории.

Дилатационные складки возникают из-за изменений объема горных пород. Увеличение объема вызывает гофрировку слоев или их гравитационное всплывание. Такие явления были отмечены и привлечены для объяснения возникновения складок в ангидрит-гипсовых толщах Предуралья (Н. М. Страхов) и в Керченско-Таманской области, где имеются насыщенные водой, нефтью и газом толщи глин (В. В. Белоусов, Н. Б. Лебедева).

Аномально-плотностные складки образуются при изменении плотности пород в разрезе, которая с глубиной не возрастает, а уменьшается; гравитационное всплывание солей вызывается такой первичной аномалией.

II. Глубинные складки охватывают слои осадочного покрова, но (в противоположность внутрипокровным) они непосредственно продолжают деформации фундамента, подстилающего осадочный покров. Возникают они как вследствие пластических деформаций фундамента, так и из-за разделения его разрывами на различно движущиеся глыбы. К таким складкам относятся основные складки Байджансайского антиклинория. Для них характерна знакопеременность движений. На платформах установлено существование таких складок *обращенного и необращенного* видов. В геосинклинальных областях, по-видимому, преобладают необращенные. В Байджансайском антиклинории обращенных складок нет.

III. Подпокровные складки, т. е. дисгармонично развивающиеся в глубоких частях коры и не продолжающиеся в вышележащий осадочный покров; возникают, вероятно, в связи с плейчатостью метаморфических пород и теми изменениями объема пород, которые происходят при метаморфизме, гранитизации и магмообразовании. Кроме того, здесь должны существовать неравномерности распределения давления и местные области нагнетания.

Наконец, формально к складкам можно было бы отнести деформации, захватывающие всю мощность земной коры, и выделять еще коровые складки. Так поступают некоторые исследователи. Однако автор считает, что такие структурные элементы, несомненно тесно связанные с подкоровыми процессами и магмообразованием, лучше не называть складками. Эти элементы структуры коры относятся к особому классу.

Таким образом, складками называют деформации, возникающие вследствие геологических процессов внутри земной коры и изменяющие кривизну находящихся в ней структурных поверхностей.

Полная характеристика складки должна состоять в указании соответствующего ей места в каждой из трех классификаций: морфологической, физико-генетической, геолого-генетической. Если подразделения каждой из этих классификаций отложить вдоль одной из трех осей координат, то любой складке будет соответствовать определенная ячейка в такой пространственной диаграмме. Однако это не означает обратного, т. е. что существуют складки, соответствующие любой ячейке диаграммы. Конечно, каждой ячейке, отвечающей существующим в коре складкам, может быть дано самостоятельное название. Целесообразность этого выяснится в дальнейшем, а необходимости пока нет. Сейчас каждую складку можно охарактеризовать, указав ее тип по каждой из трех классификаций. Такая система удобна и для дальнейшего развития классификации, так как она сузит рамки дискуссий и, направляя их по определенным руслам, уменьшит число недоразумений.

Изложенные принципы классификации складок были без особых затруднений применены для решения конкретного практического вопроса — составления карты складчатости Байджансайского антиклинория (рис. 57). Это первый опыт составления тектонической карты в крупном масштабе (порядка 1 : 50 000) с разделением складок по возрасту и генезису.

Предлагаемая классификация содержит много общего с опубликованными развернутыми классификациями складок (В. В. Белоусов, Г. Д. Ажгирей, В. В. Бронгулеев, А. Е. Михайлов и др.). Однако ни в одной из других классификаций нет последовательного проведения принципа разделения морфологических, физико-генетических и геолого-генетических типов. Этот принцип, вероятно, имеет общее значение для тектоники, так как он является основой классификации не только складок, но и разрывов.

ГЛАВА 22

МОДЕЛИРОВАНИЕ СКЛАДОК ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБА

ЗАВИСИМОСТЬ СТРОЕНИЯ СКЛАДОК ОТ СКОРОСТИ И ИСТОРИИ ИХ РОСТА

Постановка задачи

При полевых исследованиях в хр. Каратау было отмечено широкое развитие весьма узких, по сравнению с длиной, горстов и грабенов, которые тянутся вдоль границ крупных герцинских антиклиналей и синклиналей поперечного изгиба. Местами эти узкие горсты и грабены заменяются продолжающими их по простиранию узкими дополнительными антиклиналями или синклиналями [185]. Сходные узкие горсты и грабены описаны также на границах более крупных альпийских зон поднятия и опускания на Северном Памире и в Тянь-Шане [205, 206]. Во всех этих случаях данные полевых наблюдений позволяли предполагать, что такие нарушения возникают вследствие временных изменений знака относительного перемещения соседних участков земной коры. Иными словами, предполагалось временное оседание антиклиналей и относительное поднятие тех зон, которые до этого опускались сильнее соседних с ними (рис. 58, 59). Наличие вертикальных перемещений коры было несомненно. Предположительно причиной этих движений считались вертикальные силы.

Это мнение обосновывалось тем, что по трещинной тектонике было восстановлено такое же поле напряжений (направление траекторий главных нормальных напряжений), какое бывает при поперечном изгибании горизонтально залегающих слоев под действием вертикальных сил. Метод восстановления поля напряжений по трещинной тектонике и характеристики различных типов полей напряжений изложены автором в разделе *III, В и Е* (стр. 115 и 246). Кроме первых полей напряжений, типичных для поднимающихся антиклиналей поперечного изгиба (рис. 58, *А, I и III, В, I и III*), на крупных антиклиналях были восстановлены вторые поля напряжений (рис. 58, *А, II, Б, II*). Вторые поля действовали в течение некоторых промежутков времени, прерывавших время действия основного первого поля напряжений, так как трещины и жилы, соответствующие разным полям, имеют различный относительный возраст. Вторые поля напряжений были приняты за результат времен-

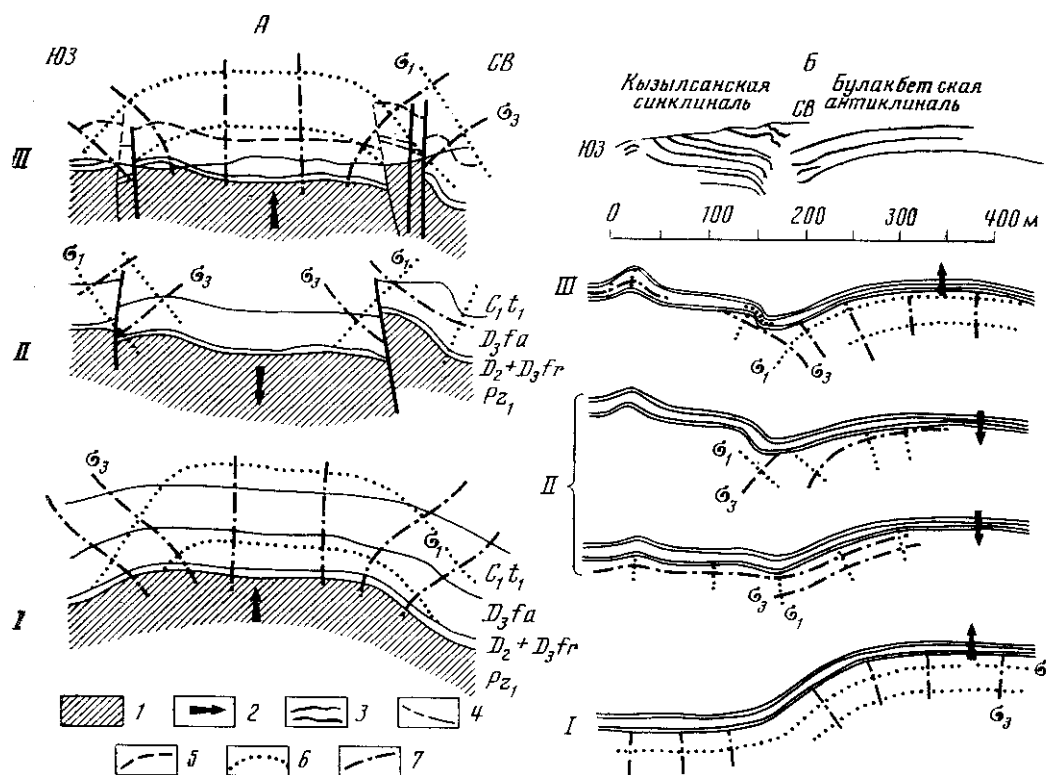


Рис. 58. Три последовательные стадии (I—III) развития Булакбетовской антиклинали (хр. Каратау) в верхнем палеозое

А — структура и распределение напряжений в средней части антиклинали; Б — современная структура и этапы ее развития на периклинальном окончании антиклинали; ЮЗ — СВ — профиль, наблюдаемый в настоящее время. 1 — палеозойский фундамент; 2 — направление тектонических движений; 3 — разрывы, возникшие на данном этапе развития; 4 — разрывы, возникшие на предыдущем этапе; 5 — наложенная структура предыдущего этапа; 6 — траектории алгебраически максимальных нормальных напряжений σ_1 ; 7 — траектории алгебраически минимальных нормальных напряжений σ_3

ного опускания антиклиналей. С этим же опусканием антиклиналей (по отношению к синклиналям) предположительно связывалось формирование узких длинных горстов и грабенов.

На моделях требовалось проверить, могут ли временные изменения знака движения привести к образованию узких дополнительных складок, грабенов и горстов на крыльях крупных складок поперечного изгиба, подобных структурам, изображенным на рис. 59.

Экспериментальное воспроизведение складок поперечного изгиба производилось рядом исследователей. Наиболее значительна серия опытов, проведенных Т. Линком [835] в связи с тем, что для разведки нефтяных месторождений надо было выяснить соотношения между антиклиналями и осложняющими их разрывами. Условия подобия соблюдались тогда неточно. Т. Линк воспроизводил песчаники песком, связанным влажным цементом; гипсы — влажным гипсом, петролатумом и парафином.

Позднее модели антиклиналей поперечного изгиба из петролатума, влажной глины, универсальной смазки и вазелина были испытаны под руководством В. В. Белоусова [40, 72, 638, 691].

Более полно обсуждаемый тип деформаций исследован на прозрачных моделях. Изучение напряжений велось на оптически активных прозрачных материалах двух типов: пластичных, с помощью которых вос-

производились длительные деформации, происходящие в течение многих миллионов лет, и упругих, на которых изучались распределения напряжений в течение коротких промежутков времени (при этом форма упругой модели передавала суммарный результат предыдущего развития складки). Пластичным материалом был 30%-ный раствор этилцел-

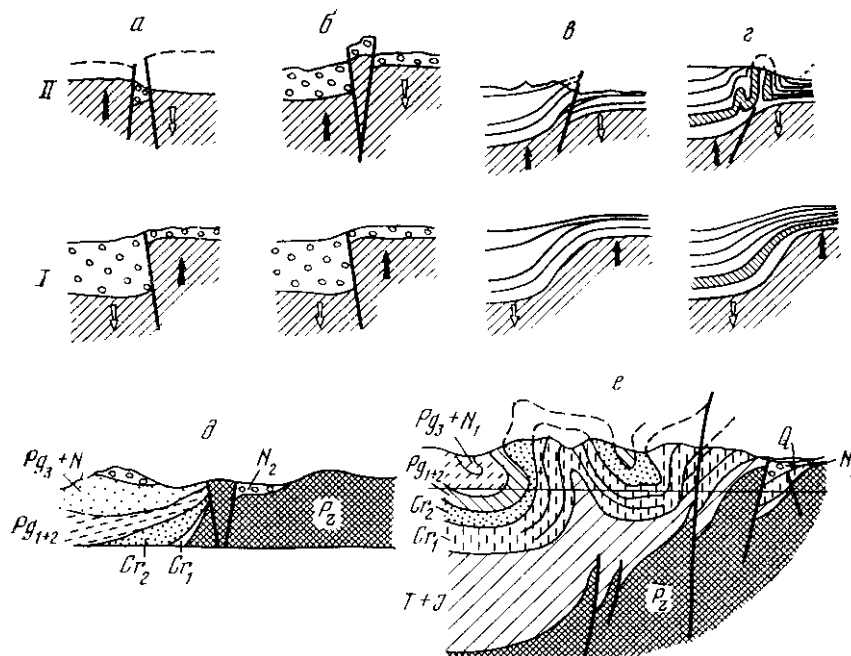


Рис. 59. Схема структурных осложнений, возникающих на границе двух тектонических зон при изменении направления их относительного перемещения [96]

a — узкий грабен; *б* — узкий горст; *в* — согласный взброс; *г* — пучок линейных складок: *I* — первая стадия деформации — опускание левой тектонической зоны, *II* — вторая стадия деформации — последующее относительное поднятие левой тектонической зоны; *д*, *е* — примеры узкого горста, согласных взбросов и линейных складок

люлозы в бензиловом спирте, а упругим — студни желатины или ацетицеллюлозы [512—514, 516—518, 521]. Моделирование производилось с учетом необходимых условий подобия, за исключением условия подобия прочности. Разрывы в моделях не образовывались, можно было определить только места их возможного возникновения по концентрации напряжений.

Исследование моделей показало, что при поперечном изгибании, независимо от некоторых частных условий деформирования (пластичный или упругий материал, жесткий или мягкий штамп, слоистая или однородная модель и т. д.) для распределения напряжений характерны две группы участков с повышенными значениями максимальных касательных напряжений. Первая группа состоит из двух нижних максимумов, каждый из которых расположен в основании крыла складки около края штампа (глыбы). Вторая группа максимумов находится в верхней ее части и приурочена к своду или местам перегибов поверхности складки (см. рис. 72, *a* — *e*). На этих моделях исследовалось также влияние на распределение напряжений ряда факторов: физических свойств материала модели и штампов, морфологических характеристик складки, слоистости и т. д.

Таким образом, в большой серии экспериментов изучалось влияние многих факторов. Однако влияние изменений направления движения не

было исследовано. Обращалось внимание на то, что на моделях не всегда возникали вполне одинаковые системы разрывов. Нередко одни модели осложнялись на крыльях только крутопадающими разрывами, тогда как на других возникали также весьма полого наклоненные разрывы. Круто падающие разрывы бывали как сбросами, так и взбросами, выполаживающимися около дневной поверхности. Все эти разновидности разрывов наблюдались и в природных условиях.

Причины разного развития разрывов не были ясны. Можно было предполагать, что существенное значение имеет скорость роста складок поперечного изгиба, которая во всех предыдущих экспериментах не регулировалась и не учитывалась с высокой точностью. Поэтому было решено исследовать на моделях складок поперечного изгиба, как влияют на их строение и на осложняющие их разрывы скорость роста складок и временные изменения направления их движения.

Условия проведения опытов

Проведение экспериментов начинается с характеристики природного процесса, выбора одних множителей подобия и определения остальных.

Приняв, что природные складки имеют ширину от 0,5 до 3 км, мы решили моделировать их в геометрическом масштабе от 10^{-4} до 10^{-5} , т. е. от 1 : 10 000 до 1 : 100 000. Ширина складок при этом должна быть от 0,5 до 30 см. В моделях ширина складок изменялась в более узких пределах — от 3 до 12 см.

Следующей важнейшей характеристикой природного процесса является время, т. е. длительность роста складок, или однозначно связанная с геометрическими размерами и временем скорость роста складок. Интенсивный рост складок поперечного изгиба происходил в Байджансайском антиклинории в течение верхнего турне и какой-то части верхнего палеозоя. Все это время составляет примерно 60 млн. лет. Ясно, что скорость подъема отдельных антиклиналей была больше средней скорости роста антиклинория. В четвертичном периоде, в тектоническом отношении похожем на верхний палеозой, в геосинклинальных областях современного складкообразования скорость подъема коры доходит до 10 см/год (верхний предел). Средняя скорость из-за многократных изменений знака движений всегда бывает меньше. Чем продолжительнее время осреднения, тем меньше средняя скорость. Для времени геосинклинального прогибания Байджансайского антиклинория установлены наибольшие средние скорости для 4—6 млн. лет до 200 м в 1 млн. лет, т. е. 0,02 см/год [185]. Во время общего поднятия антиклинория среднюю скорость подъема отдельных антиклиналей можно считать ограниченной двумя предельными величинами — 0,02 и 10 см/год, которые отличаются одна от другой на три десятичных порядка; действительное значение скорости, вероятно, было ближе к верхнему пределу, чем к нижнему.

В связи с этим при моделировании складок поперечного изгиба скорости их роста (или поднятия штампа) должны были изменяться на три десятичных порядка — от 0,2 до 150 мм/мин. Множитель подобия скорости можно было принимать при этом от $5 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^5$.

При указанных выше независимо выбранных множителях подобия расстояний, т. е. геометрического масштаба (C_l) и скорости (C_v), из обычных условий подобия (см. гл. 9 и [188]) вытекает, что множитель подобия времени (C_t) составляет от $2 \cdot 10^{-9}$ (когда 1 минута опыта соответствует 1000 лет) до $2 \cdot 10^{-10}$ (когда 1 минута эквивалентна 10 000 лет). Считая общую продолжительность интенсивного подъема складок заведомо меньшей, чем 60 млн. лет, нужно и опыт проводить меньше, чем за 100 (или 1000) часов, т.е. меньше 4 (или 40) суток.

В Байджансайском антиклинории слои в антиклиналях залегают не больше, чем на 2000 м выше, чем в синклиналях. Для создания такой разницы в высоте при скорости подъема 0,02 см/год требуется 10 млн. лет, а при скорости 10 см/год нужно 20 000 лет. Значит, из общей продолжительности верхнего палеозоя (60 млн. лет) на интенсивный рост складок можно отвести от 0,03 до 15% этого времени. Соответственно и на опыт должно уходить от 0,03 до 15% от 40 (или 4) суток. Иными словами, продолжительность опыта должна быть в пределах от 2 минут до 6 суток. Так как было указано, что скорость в природе скорее приближалась к своему верхнему пределу, а не к нижнему, продолжительность опыта нужно скорее приближать к нижнему пределу, чем к верхнему. Так выводится, что правильнее всего установить для продолжительности опытов, время порядка минут или часов. В такое время укладывались все проведенные нами эксперименты.

Таблица 10

Сопоставление скоростей природных тектонических движений со скоростями движений в подобных моделях

Скорость природных тектонических движений, см/год	Скорость движения модели (мм/мин), подобная природной при множителях подобия			
	Независимо выбранных			
	$C_t = 10^{-4}$ (1см ~100м) $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин ~ ~10 000 лет)	$C_t = 10^{-5}$ (1см ~1км) $C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин ~ ~ 1000 лет)	$C_t = 10^{-6}$ (1см ~10 км) $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин ~ ~ 10 000 лет)	$C_t = 10^{-6}$ (1см ~10 км) $C_t = 2 \cdot 10^{-11}$ (1 мин ~ ~ 100 000 лет)
	Вычисленных*			
	$C_v = 5 \cdot 10^5$ $C_t = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_n = 10^{-14}$	$C_v = 5 \cdot 10^3$ $C_t = 5 \cdot 10^{-6}$ $C_n = 10^{-14}$	$C_v = 5 \cdot 10^3$ $C_t = 5 \cdot 10^{-7}$ $C_n = 10^{-16}$	$C_v = 5 \cdot 10^4$ $C_t = 5 \cdot 10^{-7}$ $C_n = 10^{-17}$
14	140,0	1,4	1,4	14,0
10	100,0	1,0	1,0	10,0
5	50,0	0,5	0,5	5,0
3	30,0	0,3	0,3	3,0
2	20,0	0,2	0,2	2,0
1	10,0	0,1	0,1	1,0
0,5	5,0	0,05	0,05	0,5
0,2	2,0	0,02	0,02	0,2
0,1	1,0	0,01	0,01	0,1
0,02	0,2	0,002	0,002	0,02
	Глина с влажностью 44% моделирует слоистую осадочную толщу		Глина с влажностью 44% моделирует земную кору в целом	

* Вычисление множителей подобия производилось по следующим формулам:

$$C_v = C_t^2 / 2C_n; \quad C_t = \frac{1}{2} C_t; \quad C_n = \frac{1}{2} C_t C_t.$$

В табл. 10 приведена сводка соотношений между: 1) тремя значениями геометрического масштаба C_t ; 2) тремя значениями множителя подобия времени C_t ; 3) тремя значениями множителя подобия скорости C_v ; 4) разными скоростями тектонических движений в природе и 5) скоростями движения в модели, которые эквивалентны природным скоростям. Пользуясь этой таблицей, надо сперва найти горизонтальные строки, соответствующие диапазону скоростей изучаемых природных тектонических движений. Затем нужно произвольно выбрать вертикаль-

ный столбец с удобными множителями подобия расстояний и времени. После этого внутри таблицы читаются те скорости движения в модели, которые можно считать подобными природным. Утолщенными рамками в табл. 10 обведены скорости роста складок в наших моделях.

После того как более или менее произвольно выбраны множители подобия расстояний и времени и указанным образом определен множитель подобия скорости, все остальные множители подобия вычисляются по известным формулам (см. гл. 9 и [179, 188, 195]). Поскольку ускорение силы тяжести в наших моделях оставалось без изменения, а плотность эквивалентных материалов в 2 раза меньше плотности горных пород (т. е. $C_g = 1$ и $C_p = 0,5$), каждый из вычисленных множителей подобия имеет только одно строго обязательное значение, указанное в табл. 10.

Таким образом, одна и та же модель в опыте, проведенном с постоянной скоростью, может быть подобна складкам самой разной величины при наличии определенных соотношений между их величиной и скоростью роста. Эти обязательные соотношения между величиной и скоростью роста подобных складок сведены в табл. 10.

Следующий этап подготовки эксперимента заключается в выборе материала для модели, эквивалентного горной породе. Вязкостные свойства толщ в первом приближении охарактеризованы на рис. 4. В развитии складок основное значение имеют пластические деформации и разрывы, зависящие в первую очередь от вязкости и прочности. Упругие свойства пород имеют второстепенное значение. Соответственно, используя принцип избирательности моделей [188], мы считали необходимым прежде всего удовлетворить условиям подобия вязкости и прочности.

В табл. 11 приведен перечень удовлетворявшихся условий подобия, указаны свойства горных пород, затем приведены вычисленные по условиям подобия свойства, которыми должны обладать модели, чтобы быть подобными природным складкам. Наконец, в последнем столбце даны

Таблица 11

**Условия подобия при моделировании складок поперечного изгиба
(пластичные модели)**

Варианты условий подобия	Множители подобия		Механические свойства		
	выбраны произвольно	вычислены по формуле	песчаников и известняков	модели по условиям подобия (теоретические)	бентонитовой глины при влажности 44%
1	??	$C_t = 5 \cdot 10^{-5}$	$P_{1t} = 10^9 \text{ дин/см}^2$	$P_{1t} = 5 \cdot 10^4 \text{ дин/см}^2$	$P_{1t} = 10^3 \text{ дин/см}^2$
	??	$C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин – 10000 лет)	$(\eta_m)_0 = 10^{20} - 10^{21} \text{ нз}$	$(\eta_m)_0 = 10^6 - 10^7 \text{ нз}$	$(\eta_m)_0 = 10^{6.5} \text{ нз}$
	$C_g = 1$	$C_v = 5 \cdot 10^5$	$N = 0,02 \text{ см}^2/\text{кг}$ $= 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{г}$	$N = 0,4 \text{ см}^2/\text{г}$	$N \cong 0,4 \text{ см}^2/\text{г}$
	$C_p = 0,5$	$C_N = 2 \cdot 10^4$			
2	?? = 10^{-5}	$C_t = 5 \cdot 10^{-6}$		$P_{1t} = 5 \cdot 10^3 \text{ дин/см}^2$	$P_{1t} = 10^3 \text{ дин/см}^2$
	$C_n = 10^{-14}$	$C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин – 1000 лет)		$(\eta_m)_0 = 10^6 - 10^7 \text{ нз}$	$(\eta_m)_0 = 10^{6.5} \text{ нз}$
	$C_g = 1$	$C_v = 5 \cdot 10^3$		$N = 4 \text{ см}^2/\text{г}$	$N \cong 0,4 \text{ см}^2/\text{г}$
	$C_p = 0,5$	$C_N = 2 \cdot 10^5$			

Примечание: $(\eta_m)_0$ и N — параметры предполагаемой линейной зависимости вязкости пород от касательных напряжений (см. гл. 4).

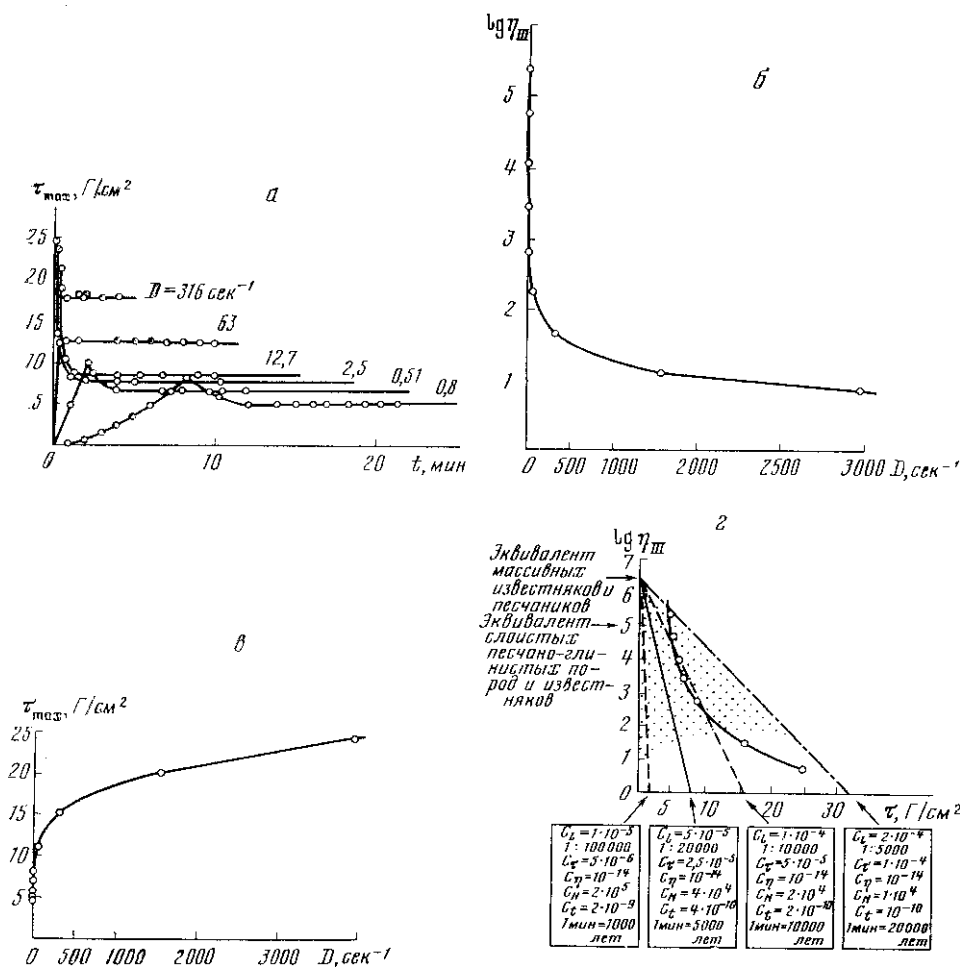


Рис. 60. Соотношения между вязкостью $\eta_{\text{ш}}$, скоростью деформации D и величиной максимальных касательных напряжений τ в часовъярской гле (влажность $44 \pm 2,5\%$)

а — зависимость касательных напряжений от времени t при постоянной скорости деформации; *б* — зависимость вязкости от скорости деформации; *в* — зависимость касательных напряжений от скорости деформации; *г* — графики изменения логарифма вязкости $\lg \eta_{\text{ш}}$ от величины касательных напряжений, которыми должны обладать эквивалентные материалы при различных множителях подобия (C_1, C_2, C_3, C_4, C_5) и кривая вязкости глины

величины основных характеристик механических свойств бентонитовой глины с влажностью 44% — того материала, который в наибольшей степени соответствует теоретически установленным требованиям.

Влажная глина оказалась лучшим материалом для непрозрачных моделей. Ее свойства подробно охарактеризованы на рис. 60. Модели изготовлялись из глины в форме брусков с прямоугольными сечениями прямо в приборе для испытания. Правильную форму и гладкую поверхность моделям придавали ножом, смоченным в воде. На вертикальные грани модели краской наносились горизонтальные линии. Для этого до модели дотрагивались натянутой нитью (шнурком), предварительно смоченной в краске. Во время опыта модель свободно лежала на дне прибора, боковые грани модели не соприкасались со стенками. Верхняя поверхность была свободна.

Прибор для испытания моделей представляет собой стол, в крышке которого сделана прорезь (рис. 61). Сквозь нее проходит штамп, кото-

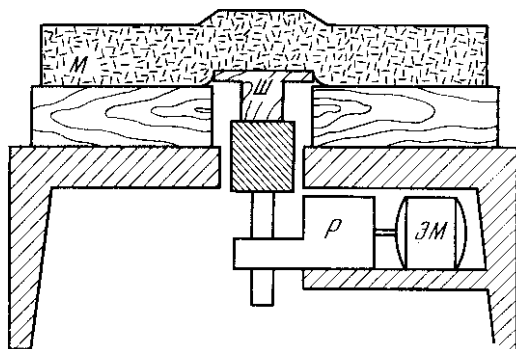


Рис. 61. Схема прибора для моделирования складок поперечного изгиба с заданной скоростью и историей движений

ЭМ — электромотор; Р — редуктор, превращающий вращательное движение в поступательное с заданными направлением и скоростью; Ш — подвижный штамп; М — модель

рый поднимается или опускается с заданной постоянной скоростью. Этот прибор отличается от всех приборов, использовавшихся предыдущими исследователями, тем, что модель деформируется в нем с определенной заданной скоростью. Поднятие и опускание осуществляется электромотором через редуктор. Штамп имеет возможность опуститься ниже дна прибора, вследствие чего первоначально плоская модель может, деформируясь, образовывать не только антиклинальную, но и синклинальную складку.

Результаты опытов

В результате испытания 140 однородных моделей из влажной глины удалось внести лишь незначительные дополнения в основную, ранее установленную схему распределения разрывов [187]. Однако непосредственное наблюдение за разрывами на моделях из влажной глины дало возможность рассмотреть ряд новых вопросов.

Общая схема распределения разрывов. При постоянной скорости движения жесткого штампа, создающего антиклинальную или синклинальную складку, над краем штампа возникло две группы разрывов.

Разрывы первой группы располагались вблизи края штампа в нижней части модели и были представлены круто наклоненными взбросами и сбросами, а также вертикальными сбросами. Было замечено, что чем ближе расположен разрыв к относительно поднятой части модели, тем он круче и тем позже возникает. Обычно место наибольшего смещения по разрывам постепенно мигрирует в сторону относительно поднятой части модели. Одновременно прекращается (или почти прекращается) смещение по ранним взбросовым поверхностям. Поэтому у более молодых разрывов наклон круче, чем у ранних. В ту же группу входят сопряженные со взбросами полого залегающие поверхности скальвания. Эти разрывы возникают преимущественно по одну сторону от вертикали, проходящей через край штампа, а именно со стороны относительно опущенной части модели.

Разрывы второй группы зарождаются несколько позже, но затем развиваются одновременно с первой. Вторая группа состоит из сколов, разрастающихся от той части верхней поверхности модели, где находится переход от крыла складки к своду. У антиклиналей этим местом является переход от свода к крылу, а у синклиналей — внешняя граница складки. Разрывы данной группы являются сбросами двух сопряженных направлений, одни из которых возникают в большем числе, чем другие. Все разрывы второй группы находятся по другую сторону от только что упоминавшейся вертикали, т. е. со стороны относительно поднятой части модели.

Длительное время между разрывами двух указанных групп сохраняется постепенно сужающаяся слабо нарушенная область.

На протяжении времени роста складки происходит разрастание крутых разрывов первой группы в направлении их восстания, а пологих — в обоих направлениях. Разрывы второй группы разрастались в сторону их падения. С течением времени появляются все новые и новые разрывы.

Выполаживание крутопадающих взбросов. По мере роста складки крылья ее поворачиваются, приобретая все более крутой наклон. Изменение наклона первоначально горизонтальных линий на значительном протяжении их по падению в наибольшей степени заметно в верхних частях крыльев. Вместе с этими линиями поворачиваются уже возникшие поверхности небольших взбросов, которые искривляются и становятся более пологими. Следует отметить, что явление выполаживания взбросов сильнее проявляется при малой скорости подъема антиклиналей, чем при большой. Кроме того, на поздних стадиях развития складок поперечного изгиба около вогнутой поверхности модели в основании крыла взбросы разрастаются под меньшим углом к горизонту, чем взбросы в начале своего развития. Так у взбросов появляется форма, напоминающая карниз (см., например, правую сторону рис. 62, а).

Выполаживание взбросов вблизи от дневной поверхности было отмечено в поле на нескольких антиклиналях [185]. Аналогичная форма взбросов достоверно определена различными исследователями в ряде мест в Средней Азии и на Кавказе.

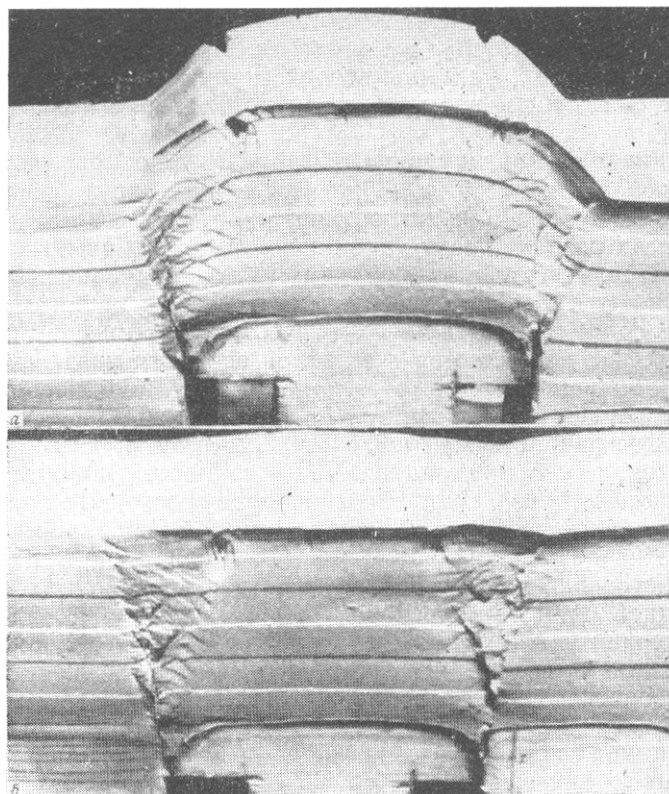
При изучении напряжений в прозрачных моделях было установлено, что выполаживание взбросов может происходить в случае, если на складку поперечного изгиба действует еще дополнительное слабое горизонтальное сжатие (см. раздел III, Е, стр. 255). Однако в данном случае заведомо нет такого горизонтального сжатия.

Высказывалось мнение [55], что выполаживание взбросов возникает вследствие гравитационного расплывания поднятой части антиклинали. Такого расплывания поднятых участков в наших моделях заведомо не происходило. Они подолгу могли стоять, не изменяя формы, до тех пор, пока не возобновлялось движение штампа. Таким образом, эти модели доказывают, что выполаживание взбросов по направлению их восстания может возникать без участия гравитационного расплывания.

Условия, необходимые для образования пологих разрывов. Складки поперечного изгиба, созданные при экспериментах, проведенных с большой скоростью подъема штампа, около 150 и 30 мм/мин, отличались тем, что они осложнялись только крутыми разрывами первой группы. Пологих поверхностей скалывания на крыльях не возникало (см. рис. 62, в). При малой скорости роста (около 1 и 0,2 мм/мин) в крыльях складки возникало много пологих нарушений (см. рис. 62, а). При промежуточных значениях скорости и результаты оказывались промежуточными (табл. 12).

Зависимость количества пологих разрывов от скорости подъема складки находит простое объяснение, вытекающее из физической теории прочности, учитывающей зависимость прочности от длительности действия напряжений (см. гл. 7, стр. 61, и [189]). До начала роста складки в пределах ее будущих крыльев мы наносили различно ориентированные линии. Во время развития складки направление этих линий изменялось в различной мере. Вертикальные линии оставались почти вертикальными, горизонтальные сильно изменяли свой наклон. В итоге можно было убедиться, что в пределах крыла складки поперечного изгиба деформация близка к деформации простого сдвига в вертикальном направлении. Простой сдвиг охарактеризован нами ранее (см. гл. 13, стр. 146).

При такой деформации равные по величине главные касательные напряжения действуют по двум направлениям, одно из которых в крыльях обсуждаемых складок вертикально, а другое — горизонтально. Вер-



тикальные материальные плоскости в модели остаются почти вертикальными длительное время, а горизонтальные материальные плоскости не долго сохраняют свое первоначальное направление. Значит, на вертикальных материальных плоскостях максимальные по величине касательные напряжения действуют дольше, чем такие же напряжения на

Таблица 12

Условия проведения и результаты опытов

(Влажность глины $44,2 \pm 2,5\%$; мощность образца 6 см; ширина штампа 8,8 см при поднятии на 3 см)

Условия						Результаты					
Скорость движения штампа, мм/мин	Величина градиента скорости $\text{grad } V \text{ м, сек}^{-1}$	Эффективная вязкость $\eta_{\text{ш}}, \text{ Пз}$	Величина произведения $\eta_{\text{ш}} \text{ grad } V \text{ м}$	Продолжительность подъема штампа на высоту 3 см	Общее число опытов	Опыты, при которых образова- лись пологие разрывы		Крутые разрывы после подъема штампа на 3 см			Ширина зоны разрывов на верхней поверхности модели, мм
						число	% от общего числа	общее число	число разрывов n, приходящихся на 1 сек	средняя амплитуда каждого разрыва, мм	
140	$770 \cdot 10^{-4}$	$0,0245 \cdot 10^3$	1,89	13	14	0	0	48±5	3,7±0,5	0,6	50
30	$150 \cdot 10^{-4}$	$0,09 \cdot 10^3$	1,35	60	17	0	0	30±1	0,5±0,01	1	45
6	$30 \cdot 10^{-4}$	$0,275 \cdot 10^3$	0,825	300	21	6	29	20±2	0,07±0,007	1,5	40
1	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,044 \cdot 10^3$	0,63	1800	18	18	100	13±1	0,007±0,0005	2,3	35
0,2	$1 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^3$	0,47	9000	8	8	100	5±1	0,0005±0,0001	6	25

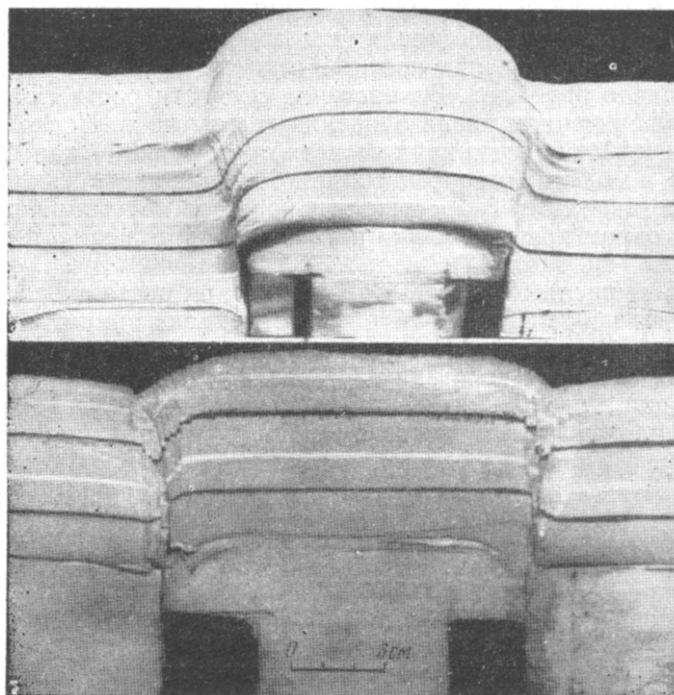


Рис. 62. Модели антиклиналей поперечного изгиба

a — медленно поднимавшаяся антиклиналь; *б* — зоны дробления, возникшие на местах крыльев медленно поднимавшейся антиклинали после опускания ее ядра; *в* — быстро поднимавшаяся антиклиналь; *г* — быстро поднимавшаяся антиклиналь с шовными грабен-синклиналями, осложнившими ее крылья после некоторого опускания ее ядра

материальных плоскостях, лишь временно оказывающихся в горизонтальном положении. Поэтому разрывы преимущественно образуются вдоль круто наклоненных поверхностей, отклоняющихся от вертикальной плоскости на угол ($45^\circ - \alpha$), где α — угол скалывания. С уменьшением скорости роста складки увеличивается длительность пребывания материальных площадок в положении, близком к горизонтальному. Значит, увеличивается длительность действия на них высоких касательных напряжений. Поэтому появляется больше пологих сколов, чем при большой скорости роста складки.

Ширина зон возникновения разрывов. На моделях было замечено, что от скорости роста складки зависит ширина зон, в которых возникают разрывы первой и второй групп (см. табл. 12). При мощности образца 6 см, ширине штампа 8,8 см и амплитуде поднятия штампа 3 см оказалось, что при скорости подъема штампа 140 и 30 мм/мин ширина зоны образования разрывов достигает 4,5—5 см. При снижении, скорости вплоть до 1 и 0,2 мм/мин ширина зоны образования разрывов уменьшается до 3,5 и 2,5 см. Эти данные хорошо согласуются с тем, что в прозрачных пластичных моделях всегда хорошо видно расширение зон действия высоких напряжений по мере увеличения скорости роста складок поперечного изгиба.

Ширина зоны развития разрывов второй группы, наблюдающихся на верхней поверхности модели, оказалась линейно-возрастающей по мере увеличения мощности модели от 2 до 6 см, при ширине штампа

8 см, скорости подъема 5,6 мм/мин и определенной высоте подъема складки.

Связь между числом разрывов, величиной касательных напряжений и градиентом скорости на крыле складки. Эксперименты показали, что при разной скорости роста складки и одинаковой общей величине подъема складки (например, при подъеме штампа на 3 см), регистрируется различное число разрывов. Возрастание скорости роста складки сопровождается увеличением числа однотипных разрывов. Поскольку крутые разрывы на крыльях возникали во всех опытах, тогда как пологие отсутствовали в моделях, полученных при больших скоростях роста складки, мы сопоставляли со скоростью только число крутых разрывов, появившихся в одном крыле складки и имевших протяженность по падению от 2,5 до 5 см (см. табл. 12).

Увеличение числа однотипных разрывов при росте скорости подъема складки имеет ясное физическое объяснение, если, опираясь на физическую теорию возникновения разрывов, учитывающую зависимость прочности от длительности действия напряжений (см. гл. 7 и [189]). Согласно этой теории длительность действия напряжений δ , необходимая для подготовки разрыва определенного типа, связана с величиной касательных напряжений (τ_{\max}) формулой

$$\delta = \delta_1 e^{\frac{P_{1\tau} - \tau_{\max}}{\zeta}}, \quad (1)$$

где $P_{1\tau}$, ζ — величины, характеризующие прочностные свойства материала ($P_{1\tau}$ — условная мгновенная прочность; ζ — угловой коэффициент линейного графика зависимости прочности от логарифма длительности действия напряжения); e — основание натуральных логарифмов; δ — единица измерения времени. Отсюда следует, что среднее число n разрывов определенного типа, приходящееся на единицу времени, можно получить, взяв величину, обратную δ , умноженную на постоянную безразмерную величину n_1 . Эта величина равна среднему числу параллельных разрывов определенной величины (например, длиной около 1 см), возникающих в единице объема (скажем, в 1 см³) в той части модели, где касательные напряжения достигают величины, равной условно-мгновенной прочности. Таким образом, в среднем на 1 см³ однородно-напряженного объема должно приходиться такое число разрывов n , которое зависит от прочностных свойств материала ($P_{1\tau}$, ζ , n_1) в данных условиях всестороннего давления и температуры и от величины максимальных касательных напряжений τ_{\max} :

$$n = \frac{n_1}{\delta} = n_1 e^{\frac{\tau_{\max} - P_{1\tau}}{\zeta}}, \quad (2)$$

Значит, логарифм среднего числа разрывов, приходящегося на единицу времени, должен быть прямо пропорционален величине максимальных касательных напряжений:

$$\ln n = \frac{\tau_{\max}}{\zeta} + C. \quad (3)$$

Под постоянной C подразумевается сумма постоянных величин, зависящих только от прочностных свойств материала:

$$C = \ln n_1 - \frac{P_{1\tau}}{\zeta}. \quad (4)$$

Таким образом, логарифм числа разрывов должен быть прямо пропорционален величине максимальных касательных напряжений.

Во время опытов было установлено, что в крыле складки поперечно-го изгиба скорость деформации D (с точностью в пределах одного по-

рядка) пропорциональна средней величине градиента скорости V вертикального движения верхней поверхности:

$$D \approx \Phi |gradV|_m, \quad (5)$$

где Φ — безразмерный коэффициент пропорциональности ¹. Из экспериментов, проведенных с пластичными оптически активными моделями известно, что он порядка единиц и часто близок к 6. Величина Φ определялась при исследовании моделей, на которых независимо измерялись τ_{max} , η_{III} и $|gradV|_m$. Теперь можно выразить величину максимальных касательных напряжений через величину градиента скорости и вязкость материала η_{III} . Для этого привлекается зависимость, связывающая напряжения τ_{max} со скоростью деформации D с помощью эффективной вязкости η_{III} :

$$\tau_{max} = \eta_{III} D. \quad (6)$$

В формулу (6) вместо скорости деформации на глубине на основании соотношения (5) подставляется средняя величина градиента скорости движения верхней поверхности модели:

$$\tau_{max} \approx \Phi \eta_{III} |gradV|_m. \quad (7)$$

Эта формула применяется для оценки напряженного состояния недр по данным о тектонических движениях поверхности земной коры (см. также гл. 28).

Подставляя последнее выражение для напряжений в уравнение для логарифма числа разрывов (3), приходим к окончательному уравнению

$$\ln n \approx \frac{\Phi}{\zeta} \eta_{III} |gradV|_m + C. \quad (8)$$

Это уравнение является формальным следствием из физической теории возникновения разрывов, учитывающей зависимость прочности от длительности действия напряжений. Оно показывает, что логарифм среднего числа разрывов n , возникающих в единицу времени, должен быть прямо пропорционален произведению эффективной вязкости η_{III} на величину градиента скорости $|gradV|_m$ вертикальных движений в крыле крупной складки поперечного изгиба. Речь идет об эффективной вязкости потому, что с увеличением градиента скорости, а значит и напряжений, происходит снижение вязкости. Поэтому каждой величине градиента скорости соответствует свое, эффективное, значение вязкости.

Для того чтобы теоретически выведенное соотношение (8) сопоставить с фактическими данными о моделях, было сделано следующее. Сперва исследовалась вязкость материала модели. На вискозиметре создавалась определенная постоянная скорость деформации и регистрировались возникающие при этом напряжения при установившемся во времени режиме (см. рис. 60, а). По этим фактическим данным строились графики соотношений между: 1) скоростью деформации и логарифмом вязкости (см. рис. 60, б); 2) скоростью деформации и величиной максимальных касательных напряжений (см. рис. 60, в); 3) величиной касательных напряжений и логарифмом вязкости (см. рис. 60, г). Последний график был использован также для выяснения того, насколько удовлетворяются условия подобия. Он наложен на заштрихованное на диаграмме поле, указывающее теоретические требования к материалу модели в определенных диапазонах множителей подобия. Формула (5) вместе с графиком на рис. 60, б, позволила найти, какая величина эффективной вязкости соответствует каждому значению градиента скорости. Эти величины приведены в табл. 12.

¹ Вопрос об определении величины градиента скорости движений поверхности $|gradV|_m$ рассмотрен в гл. 28, а также в [193, 201, 207]. Относительно определения и физического смысла переменного коэффициента Φ см. гл. 28 и сноску на стр. 365. — *Прим. ред.*

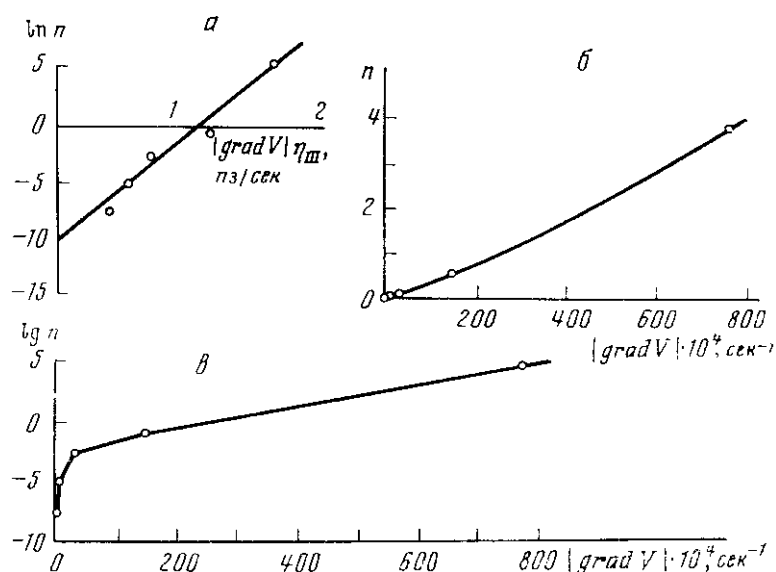


Рис. 63. Графики соотношений между числом круто падающих разрывов, логарифмом этого числа и величиной градиента скорости вертикальных движений поверхности модели

a — зависимость логарифма среднего числа разрывов n от произведения эффективной вязкости материала модели η_m на величину градиента скорости движения $|\text{grad} V|_m$ в крыле; *б* — зависимость среднего числа разрывов от градиента скорости; *в* — зависимость логарифма среднего числа разрывов от градиента скорости

Затем скорость подъема свода складки V была разделена на ширину l зоны, включающей в себя деформируемое крыло складки (в горизонтальном направлении вкрест простирания крыла). Так были найдены величины градиента скорости

$$|\text{grad} V|_m = \frac{V}{l}, \quad (9)$$

включенные в табл. 12. Затем они были умножены на соответствующие им значения эффективной вязкости. Потом на фотографиях моделей были подсчитаны числа крутых разрывов величиной от 2,5 до 5 см, зарегистрированных при разной скорости роста складки после подъема штампа на 3 см. Эти числа были разделены на продолжительность подъема. Так было определено среднее число n возникающих разрывов, приходящееся на единицу времени, а также логарифм этого числа.

Получившиеся величины $\ln n$, а также произведения $\eta_m |\text{grad} V|_m$ нанесены на график (рис. 63) и включены в табл. 12. На рис. 63, *a* точки расположились таким образом, что они могут быть объединены одной прямой линией.

Таким образом, констатируется та приближенно линейная зависимость логарифма среднего числа разрывов от произведения вязкости на величину градиента скорости движений в крыле, которая следует из используемой нами теории прочности и выражена в уравнении (8). Это качественное подтверждение выводов из теории представляется нам весьма важным результатом.

В будущем возможна и количественная проверка теории, выраженной уравнением (8). Угловым коэффициентом графика (рис. 63, *a*) равен Φ/ζ , т. е. отношению двух величин, представляющих большой интерес при различных способах физической интерпретации полевых геологических данных. Из графика следует, что в данном случае величина $\Phi/\zeta \approx 8$,

т. е. порядка единиц. Из других исследований на прозрачных моделях известно, что Φ также порядка единиц. Следовательно, нужно ожидать, что и коэффициент ζ у использованной влажной глины тоже порядка единиц. Это легко проверить в дальнейшем при опытах. Если получится хорошее схождение результатов, то по данным о плотности расположения разрывов в природе можно будет приближенно оценивать величину коэффициента ζ для больших масс горных пород.

Величину C , входящую в уравнения (3) и (8), легко определить из графика на рис. 63, а. Используя уравнение (4) и располагая более точными данными о величинах P_{1r} и ζ , найдем логарифм n_1 . Установив величину этого логарифма путем непосредственного измерения на моделях, затем по уравнению (4) вычислим ζ .

Таким образом, можно утверждать, что имеются реальные перспективы нахождения числовых значений всех величин, входящих в приведенные выше формулы. Сперва это удастся сделать для моделей, а затем и для природных объектов.

Мы можем опираться на качественное совпадение результатов экспериментов с теоретически обоснованными представлениями о влиянии градиента скорости движений на число возникающих разрывов. Это дает нам дополнительные возможности при попытках решения ряда геологических и геофизических вопросов.

В одних случаях, используя величину градиента скорости (измеренную на поверхности по геологическим данным), можно приближенно судить о величине напряжений, действующих (или действовавших) на глубине внутри крыла складки. При этом мы можем опираться на уравнение (7). Важно иметь в виду, что коэффициент вязкости изменяет величину вместе с градиентом скорости. Поэтому возрастание градиента скорости сопровождается не линейное, а более медленное увеличение касательных напряжений (см. рис. 60, в).

В других случаях, наблюдая, как изменяется в пространстве средняя плотность расположения однотипных разрывов, можно использовать эти данные для приближенного суждения о том, как изменялась в пространстве величина напряжений, опираясь при этом на вытекающие из уравнения (3) выражение

$$\tau_{\max} = \zeta(\ln n - C). \quad (10)$$

Нужно помнить, что оно относится к разрывам одного типа, образовавшимся за одинаковое время при одном и том же механизме деформации, в одних и тех же породах. Такую интерпретацию можно проводить, если заранее установлено, что обсуждаемая закономерность распространяется на рассматриваемые разрывы. На примере пологих разрывов из первой группы мы убедились, что в силу некоторых особенностей деформации могут встречаться исключения из общего правила. Они, как и общее правило, могут быть объяснены физической теорией возникновения тектонических разрывов.

В третьих случаях можно будет приближенно оценить величину всестороннего давления внутри крыла крупной складки поперечного изгиба. Это возможно, поскольку имеются определенные соотношения между величинами максимальных касательных напряжений и всестороннего давления σ_m . Для этих структурных условий автором было предложено (см. гл. 30. 33 и [192, 200]) приближенное выражение

$$\sigma_m \approx \sigma_g - \frac{2}{3} \eta_{III} \Phi |grad V|_m, \quad (11)$$

где σ_g — вертикальные нормальные напряжения, возникающие за счет веса вышележащих пород. Величина σ_m вычисляется для нижних частей крыльев тех поднятий и прогибов, которые создаются путем поперечного изгиба.

В четвертых случаях, которые часто связаны с решением практических вопросов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, рекомендуется использовать величину градиента скорости движений на крыле складки поперечного изгиба для предварительного суждения о числе разрывов, возникших на глубине в пределах крыла складки. В основу приближенных расчетов может быть положена выведенная выше формула (8), ставящая число разрывов n в зависимость от средней величины градиента скорости тектонических движений поверхности над крылом складки $|\text{grad}V|_m$. Величина Φ , как уже говорилось, порядка единиц. Постоянная C зависит только от прочностных свойств горных пород и может быть вычислена по формуле (4) после испытания пород на прочность, так же как и коэффициент ζ ; в первом приближении это можно сделать в лаборатории. Наибольшие затруднения возникают в связи с определением эффективной вязкости (η_{III}) горных пород. Разработка методов ее измерения весьма важна не только для решения данной задачи, но и для многих других тектонофизических исследований (см. гл. 6, 35 и [515, 524, 762]).

Средняя амплитуда отдельного разрыва. Поскольку с ростом скорости констатировалось увеличение числа крутых разрывов первой группы, которое отмечалось при одной и той же величине смещения штампа, оказалось, что во всех случаях суммарная амплитуда смещения по всем разрывам была приблизительно одинаковой. Значит, при большей скорости роста складки, когда возникало больше разрывов, средняя амплитуда перемещения по каждому разрыву была меньше, чем при меньшей скорости роста складки. Результаты соответствующих измерений на моделях и последующих вычислений приведены в табл. 12.

Условия, необходимые для возникновения шовных горстов и грабенов на крыльях складок поперечного изгиба. В результате анализа полевых данных [185] было предположено, что узкие длинные горсты и грабены на крыльях крупных складок поперечного изгиба, ограниченные почти параллельными круто падающими разрывами, возникли вследствие изменений знака вертикальных движений этих складок. Задача экспериментов заключалась в проверке физической реальности такого процесса. опыты проводились на моделях с различной шириной штампа по отношению к мощности деформируемой толщи; подъем и опускание штампа велись со всеми скоростями, указанными в табл. 10 и 12.

Одна группа экспериментов начиналась с подъема антиклинали, завершавшегося образованием горст-антиклинали. Затем штамп опускался с определенной скоростью и горст-антиклиналь постепенно оседала вниз и превращалась в грабен-синклиналь. В другой группе опытов последовательность движений была обратной — сперва создавалась грабен-синклиналь, затем она превращалась в горст-антиклиналь. С физической точки зрения обе группы опытов не имеют существенного различия, если ширина складки больше мощности модели, так как тогда развитие разрывов происходит в каждом крыле самостоятельно и определяется направлением относительного смещения соседних участков, разделенных рассматриваемым крылом.

Для обеих групп во время первой половины опыта при непрерывном движении складки в одном направлении формируется система разрывов, описанная выше и изображенная на рис. 62, а, в. После изменения направления движения штампа и развития складки во второй половине опыта одновременно происходит следующее.

Крылья складок с течением времени становятся более пологими, а затем приобретают наклон, обратный первоначальному. Одновременно появляются мелкие дополнительные складки типа грабен-синклиналей или горст-антиклиналей. Вместе с крыльями поворачиваются и разрывы, возникшие в первой половине опыта. Круто падающие взбросы первой группы становятся при этом сперва более крутыми, а затем получают

наклон в противоположную сторону. Одновременно по этим разрывам происходят смещения в направлении, противоположном тому, которое было во время развития разрывов в первой половине опыта. В результате амплитуда разрывов во второй половине опыта постепенно уменьшается, а затем нарастает с противоположным знаком.

Кроме того, появляются новые разрывы, расположенные по обычной схеме, но соответствующие новому направлению перемещения. Положение новых разрывов первой и второй групп во время второй половины опыта оказывается зеркальным по отношению к нарушениям, возникшим в первой половине опыта. Плоскость симметрии проходит вертикально через границу штампа. В итоге, к моменту возвращения штампа в исходное положение разрывы оказываются развитыми более или менее симметрично по отношению к границе штампа (см. рис. 62, б, з). Зона их распространения расширяется кверху. Внутри нее имеются нарушения двух возрастов, в каждом возрасте по четыре обычных типа. Поэтому внутренняя структура зоны разрывов оказывается сложной и сильно отличающейся от остальных слабо нарушенных частей модели. Вероятно, эти зоны можно будет рассматривать в будущем как аналоги известных крупных природных зон смятия и зон дробления, с которыми связаны многие гипогенные месторождения полезных ископаемых. Для этого следует провести специальное исследование и сопоставить природные зоны смятия с возникающими на моделях.

Несмотря на множество нарушений в зонах разрывов, в моделях часто наблюдаются общие закономерности строения этих зон. Более просто построенными они бывают при высокой скорости движений складки, когда пологие разрывы первой группы не возникают.

К концу первой половины опыта складки приобретают морфологию антиклиналей и синклиналей, у которых каждое крыло имеет ступенчатую или чешуйчатую структуру с одним преимущественным направлением смещения по разрывам (см. рис. 62, в).

Во второй половине опыта при обратном движении складки обратные движения по старым разрывам в течение долгого времени не успевают уничтожить смещение, возникшее по ним ранее. Одновременно по новым разрывам сразу начинает нарастать амплитуда с новым знаком смещения. Поэтому на крыле наблюдаются параллельные разрывы с незначительными отличиями в углах падения, по которым слои смещены в разных направлениях (рис. 64).

В результате зона разрывов оказывается узкой сложной ступенчатой грабен-синклиналью или горст-антиклиналью. Нередко внутри нее происходит чередование грабенов и горстов. На поверхности модели над зоной разрывов чаще всего возникает узкое, ограниченное

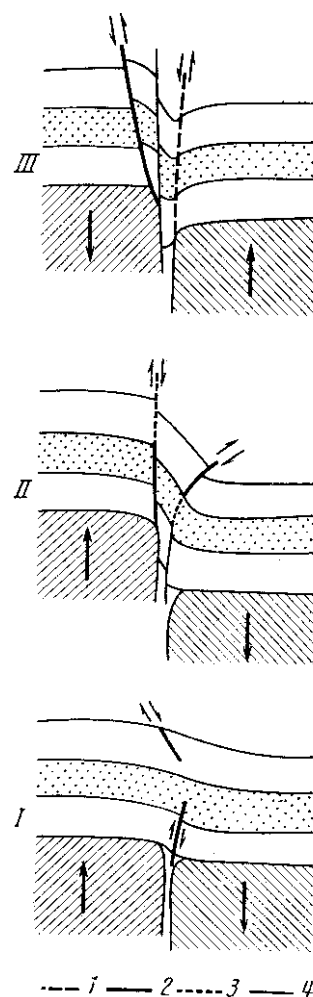


Рис. 64. Схема трех последовательных стадий (I—III) формирования шовных грабен-синклинали и горст-антиклинали в модели

Разрывы: 1 — развивающиеся на предыдущей стадии; 2 — только порождающиеся на данной стадии; 3 — вновь образующиеся; 4 — образовавшиеся в прошлом и обновленные на данной стадии с обратным направлением смещения крыльев. Штриховкой показаны различные слои модели

разрывами понижение (см. рис. 62, з). Но бывают и такие случаи, когда зоны разрывов представлены на поверхности модели узкими поднятиями. Такие нарушения можно называть шовными, используя термин, уже применявшийся другими исследователями.

Большей частью шовная грабен-синклиналь (или горст-антиклиналь) второго порядка, расположенная на границе складок первого порядка, имеет асимметричную форму. Во многих случаях при оседаниях антиклиналей поперечного изгиба наблюдались асимметричные шовные грабен-синклинали, у которых внешнее крыло (т. е. наиболее удаленное от оси крупной антиклинали) уже, чем внутреннее крыло. При обратной последовательности движений, когда крупная грабен-синклиналь превращается в антиклиналь, у шовной грабен-синклинали оказывалось более узким внутреннее крыло.

Следовательно, узкое крыло шовной грабен-синклинали в обоих случаях оказывается со стороны первоначального относительно опущенного участка. Если эта закономерность в дальнейшем подтвердится, ее можно будет использовать для установления истории движений крупных складок поперечного изгиба. Можно предполагать, что одна и та же общая форма складки, типа приведенной на рис. 62, з, (если не знать истории движений), образовалась путем оседания антиклинали или подъема бывшей синклинали.

Шовные горст-антиклинали и грабен-синклинали возникают не сразу после начала обратного движения и достигают наиболее четкого выражения при определенной величине обратного перемещения основной крупной складки. При дальнейшем обратном перемещении и превращении этой складки в противоположную по форме (например, если антиклиналь становится синклиналью) почти по всем крутым разрывам в крыле крупной складки слои смещены в одном направлении и наблюдается чешуйчатая или ступенчатая структура крыла. Значит, шовные грабен-синклинали и горст-антиклинали могут исчезать. Отсутствие их не доказывает того, что движения складки происходили только в одном направлении. Наконец, отметим, что шовные грабен-синклинали и горст-антиклинали сильнее проявляются в верхних слоях, чем в нижних.

Таким образом, эксперименты с моделями доказали возможность образования шовных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в результате знакопеременного роста складок поперечного изгиба. Вместе с тем намечились некоторые детали строения шовных нарушений, которые могут помочь восстановить особенности истории движений складки.

ВЫВОДЫ

Благодаря испытаниям моделей складок поперечного изгиба были сделаны выводы, связывающие механизм и морфологию нарушений с различными факторами:

1. Эмпирические закономерности проявления разрывов (например, условия возникновения пологих нарушений на крыльях, соотношения между числом разрывов и градиентом скорости движений на крыле складки, зависимость ширины зоны разрывов от скорости роста складки) совпадают с теми теоретическими следствиями, которые вытекают из физической теории разрывов (см. гл. 7), учитывающей зависимость прочности от длительности действия напряжений. Это доказывает правильность выбранной теории и возможность решения прямых и обратных задач. К прямым задачам относятся различные случаи прогноза разрывов, основанного на знании поля напряжений. Обратными задачами являются разнообразные формы интерпретации наблюдаемых разрывов, приводящие к характеристике полей напряжений, создавших разрывы.

2. Большое значение имеет схождение результатов испытания моделей с теоретическими следствиями, вытекающими из формул, отражаю-

щих дифференциальные соотношения между разрывами, напряжениями, деформациями, временем и характеристиками механических свойств модели. Такое сходжение показывает, что имеется принципиальная возможность использовать интегральные результаты наблюдений над геологическими явлениями (например, градиентом скорости тектонических движений, числом разрывов и т. п.) для определения основных характеристик механических свойств больших масс горных пород в естественных условиях залегания и для установления величины коэффициентов, позволяющих судить о напряженном состоянии недр по тектоническим движениям верхней части земной коры.

3. На моделях достоверно установлено, что временная смена направления движения на противоположное приводит к тому, что в крыльях складок поперечного изгиба возникают узкие горст-антиклинали и грабен-синклинали, ограниченные крутыми почти параллельными разрывами. Они были названы шовными.

Так подтверждается основанное на полевых данных предположение, что узкие длинные горсты и грабены, существующие на крыльях природных крупных антиклинальных складок поперечного изгиба, возникли вследствие их относительного опускания в течение некоторого времени.

4. В моделях из влажной глины взбросы, выполаживающиеся вблизи от дневной поверхности, могут возникать при действии одних только вертикальных сил.

5. Существование пологих поверхностей скалывания, осложняющих крутые крылья крупных антиклиналей поперечного изгиба, указывает на то, что в этих местах скорость роста антиклиналей, по отношению к соседним синклиналям, была относительно небольшой и благоприятной для возникновения пологих нарушений. опыты показали, что пологие разрывы связаны с ростом антиклиналей поперечного изгиба при действии сил вертикального направления и не требуют для возникновения каких-либо других сил.

6. Данные о моделях подтверждают возможность некоторого поворота и уменьшения угла наклона продольных взбросов, наиболее рано образовавшихся на крыльях антиклиналей поперечного изгиба.

ГЛАВА 23

МОДЕЛИРОВАНИЕ СКЛАДОК ПРОДОЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ И ПРОДОЛЬНОГО ИЗГИБА

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СКЛАДОК

Постановка задачи и теоретическое обоснование опытов

При полевых исследованиях и моделировании было отмечено существование двух типов простейших складок, возникающих в одном или нескольких слоях под действием продольного сжатия. В одних складках около осевой поверхности видно сильное увеличение мощности слоев. Этого достаточно, чтобы слои залегали в форме складки. Такие нарушения было предложено называть складками продольного расплющивания [177].

В других складках не заметно изменения мощности слоев. В их образовании существенную роль играл изгиб слоев. Поскольку изгиб может

возникать при действии различных систем сил, а в данном случае он вызывается продольным сжатием слоев, такие складки были названы складками продольного изгиба [177].

Эти две разные реакции слоя на продольное сжатие могут проявляться в разных местах одного и того же слоя. Иногда они наблюдаются в одном месте. Тогда следует говорить о складках смешанного типа, т. е. со сложным механизмом деформации.

Два обсуждаемых типа деформации слоя отмечаются геологами уже давно, однако их значение в образовании складок понимается различно. Еще в XIX в. А. Добрэ [776] и Б. Виллис [892], моделировавшие складки, считали механизм, называемый нами продольным изгибом, основным в формировании складок. Они считали, что слои горных пород изгибаются так же, как упругие листы (металла, бумаги, фанеры и т. д.), сжимаемые продольной силой. В дальнейшем одни геологи понимали это как аналогию между упругими деформациями листов и пластическими деформациями слоев. Другие считали, что образование складок заключается в упругом изгибании слоев.

Возможно, что при развитии складок в толщах, включающих слои из разного материала, главная роль принадлежит слоям, наиболее сопротивляющимся деформации (т. е. с наибольшей вязкостью). От их деформации зависят величина и форма складок, поэтому такие слои называют «компетентными». Менее сопротивляющиеся деформации слои, приспособляющиеся к складке в компетентных слоях и значительно увеличивающие свою мощность около осевой поверхности складки, называют «некомпетентными».

Значительно позднее В. В. Белоусов [33, 39, 40] с сотрудниками выдвинул противоположную концепцию. Ожидалось, что основную роль в развитии складок играют наименее сопротивляющиеся деформации слои. Главным в их деформации считалось не продольное изгибание, а внутрислойное перераспределение материала. Подчеркивая, что ведущим в складкообразовании является пластическое, а не упругое деформирование слоев, эти исследователи поставили под вопрос возможность продольного изгибания. Они считали его связанным с упругой деформацией слоев. Фактической основой для этого мнения были данные по ряду небольших складок. Позже было установлено, что складки продольного изгиба существуют, хотя, конечно, они формировались путем пластического деформирования слоев. Такие складки были описаны не только в Байджансайском антиклинории, но и в других районах Средней Азии [484], в Кузбассе [34], в Донбассе и в других районах. Однако В. В. Белоусов оказался прав в том, что самостоятельно существуют складки, образовавшиеся без участия продольного изгиба. Такие складки, называемые нами складками продольного расплющивания, распространены, может быть, даже шире, чем складки продольного изгиба.

Принципиальное значение имеет то, что складки продольного изгиба и продольного расплющивания были описаны в Байджансайском антиклинории рядом в одних и тех же слоях. Это доказывает, что возникновение продольного изгиба или продольного расплющивания определяется не только механическими свойствами слоя, как думали, разделяя слои на «компетентные» и «некомпетентные». Решающим надо считать сочетание свойств с системой сил, действующих на слой. Те сочетания, при которых образуются складки продольного изгиба, нужно называть физическими условиями возникновения продольного изгиба, или сокращенно — физическими условиями продольного изгиба. Аналогично должно быть введено понятие и о физических условиях продольного расплющивания. Задача дальнейшего исследования заключалась в выяснении этих условий. Вначале они были выведены автором теоретически, а затем была проведена экспериментальная проверка этих условий на моделях.

Физикам-экспериментаторам хорошо известно, что при одностороннем сжатии на прессе образцов из одного и того же материала можно наблюдать два принципиально различных способа их деформации. В образцах, длина которых не намного больше ширины, при сжатии параллельно длинной стороне происходит только укорочение. Образец остается прямым. В других образцах, длина которых более чем в 5 раз превышает их ширину, при продольном сжатии небольшой силой также происходит укорочение. Но при действии достаточно большой силы образец не укорачивается, а быстро и сильно изгибается. Такое резкое изменение формы называется продольным изгибом и относится к обширной группе физических явлений, объединенных под названием потеря устойчивости. В данном случае происходит потеря устойчивости у прямой формы образца, которая заменяется изогнутой.

Теорию продольного изгиба еще в 1744 г. начал разрабатывать Э. Эйлер, но лишь с конца XIX в. она приобрела практическое значение. С тех пор проведено много теоретических и экспериментальных исследований, продолжающихся и в настоящее время (Баушингер, Тетмайер, Ясинский, Карман, Ильюшин, Ржаницын и др.). Теория продольного изгиба в большем или меньшем объеме содержится в любом учебнике по сопротивлению материалов. Она разработана для упругих и упруго-пластических деформаций тел, имеющих форму стержней, пластин или оболочек и определенные, заранее заданные размеры [902].

Исходя из существующей теории продольного изгиба, автор приближенно определил физические условия (т. е. комбинации внешних сил и свойств деформируемого материала), необходимые для зарождения складок продольного изгиба в земной коре с учетом особенностей этого процесса [195]. Были рассмотрены два случая: критические напряжения ниже предела упругости (текучести) материала и критические напряжения выше этого предела. В результате было показано, что при продольном сжатии пласта, когда приведенное нормальное напряжение p^1 на поперечном сечении пласта ниже предела упругости (текучести), продольный изгиб может возникнуть, если достаточно малы равновесный модуль упругости (E), силы трения между слоями (f) и распределенное давление, перпендикулярное слою (s), а также если достаточно высока прочность породы на скалывание ($P_{1\tau}$). Это записывается в виде трех условий, каждое из которых должно быть удовлетворено:

$$p > R_I E^{1/3} f^{2/3}; \quad (1)$$

$$p < 2P_{1\tau}; \quad (2)$$

$$s < R_{III} f, \quad (3)$$

где R_I и R_{III} — безразмерные коэффициенты, величину которых надо определить эмпирическим путем (предполагаемые диапазоны их величины приведены в [195, табл. 10]).

В случае продольного сжатия пласта напряжениями p , при которых τ_{\max} превышают предел текучести, продольный изгиб может возникнуть путем пластической деформации, если достаточно малы коэффициент вязкости, соответствующий данным напряжениям η_{III} , напряжение от трения на поверхности пласта f и распределенное давление, перпендикулярное слою s , а также если достаточно велики длительность действия напряжений δ и соответствующая ей длительная прочность материала на скалывание P_{σ} . Необходимые сочетания перечисленных факторов запи-

¹ Приведенным нормальным напряжением автор называет превышение нормального напряжения в данном направлении над всесторонним сжатием.— *Прим. ред.*

связываются в виде следующих условий, каждое из которых должно быть удовлетворено:

$$p > K_I \frac{\eta_{III}^{1/3} f^{2/3}}{\partial^{1/3}}; \quad (4)$$

$$p < 2P_{\partial\tau}; \quad (5)$$

$$s < K_{III} f, \quad (6)$$

где K_I и K_{III} — безразмерные коэффициенты, подлежащие определению эмпирическим путем².

Приведенные условия пластичного продольного изгиба являются гипотезой. Они указывают лишь на то, при каких комбинациях свойств пласта и действующих на него сил возможно появление складок продольного изгиба. Какую форму приобретут складки в результате развития, из этих условий установить нельзя.

Задача большой экспериментальной работы, проведенной под руководством автора, заключается в проверке и уточнении перечисленных физических условий возникновения складок продольного изгиба в процессе пластического деформирования одного пласта. Эксперименты велись также для того, чтобы эмпирически установить, в какой мере условия, выведенные теоретически для одного пласта, можно распространять на зарождение складок продольного изгиба в многослойных толщах. Эти условия рассматривались как обоснованный перечень факторов, влияние которых необходимо изучить на моделях.

Описываемые ниже результаты экспериментов характеризуют главным образом зависимость продольного изгиба от мощности слоев m и напряжения сил трения между слоями f в однослойных и многослойных моделях. В меньшей степени характеризуется влияние вязкости η_{III} и давления, перпендикулярного слоистости s .

Из условия (4) следует, что при неизменных значениях продольной сжимающей силы F ($F = pmd$), вязкости η_{III} , ширины образца d и длительности действия напряжений ∂ , появление складок продольного изгиба должно определяться соотношением величин мощности m и коэффициента трения k_f , так как напряжение сил трения f на поверхности зависит от коэффициента трения k_f и произведения мощности m на объемный вес материала γ :

$$f = k_f \gamma m. \quad (7)$$

Имея дело с образцами из одного и того же материала, можно подставить (7) в (4) и получить условие продольного изгиба:

$$F_{кр} \geq K_I \frac{k_f^{2/3} \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m^{5/3} d}{\partial^{1/3}}, \quad (8)$$

$$p \geq K_I \frac{k_f^{2/3} \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m^{2/3}}{\partial^{1/3}},$$

² Вопрос о зарождении складки продольного изгиба в плоском слое под действием сжимающих сил аналогичен вопросу о потере устойчивости при сжатии стержнем, находящимся в сплошной среде. Для не чисто упругих реологических сред эти задачи затрагиваются в работах [902, 482, 563]. Зарождению складок в средах, описываемых различными реологическими моделями, посвящено значительное число работ М. А. Био, Г. Рамберга и др. (см. [252]). Решение задачи существенно зависит от выбора реологических моделей изгибающегося слоя и окружающей его среды. Даже для простейшей упругопластической модели материала существуют две разные концепции (Кармана и Шенли) определения критической силы. Условия зарождения складок продольного изгиба в линейно-вязком слое, полученные автором, являются, по-видимому, приближенными. Тем больший интерес представляют результаты экспериментального изучения образования этих складок. — *Прим. ред.*

где $F_{кр}$ — критическая продольная сила. Обозначим постоянной величиной K_{II} произведение величин, сохраняемых неизменными в определенной серии экспериментов:

$$\frac{F\partial^{1/3}}{K_I \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} d} = K_{II}. \quad (9)$$

Вместо (8) получим условие возникновения продольного изгиба

$$k_f^{2/3} m^{5/3} \leq K_{II}. \quad (10)$$

Согласно этой формуле складки продольного изгиба могут быть получены в моделях вместо складок продольного расплющивания, если достаточно уменьшить коэффициент трения k_f или мощность слоя m . Это следовало проверить экспериментально.

Кроме того, ставилась задача эмпирически установить величину безразмерного коэффициента K_I .

Ниже описываются условия проведения и результаты опытов, поставленных для выяснения влияния вышеперечисленных факторов на образование складок продольного сжатия и определения величины коэффициента K_I .

Условия проведения опытов

Материалы моделей. Дополнительная складчатость в Байджансайском антиклинории распространена в тонко- и среднеслоистых известняках и песчаниках. Механические характеристики этих пород следующие: модули сдвига G_I и G_{II} порядка $10^{11} — 10^{12}$ дин/см²; величина коэффициента эффективной вязкости η_{III} (вязкость при пластической деформации) $10^{20} — 10^{21}$ нз; величина условно-мгновенной прочности на скалывание P_{It} порядка $10^8 — 10^9$ дин/см².

Свойства материала моделей были вычислены по условиям подобия:

$$C_G = C_\rho C_g C_l, \quad C_\eta = C_t C_t, \quad C_G = C_t = C_E = C_\sigma = C_P. \quad (11)$$

Здесь C_G — множитель подобия для модулей сдвига; C_E — то же, для модулей упругости удлинений; C_t и C_σ — для касательных и нормальных напряжений; C_P — для прочности; C_ρ — для плотности; C_η — для вязкости; C_t — для времени; C_g — для ускорения силы тяжести; C_l — для расстояний. При заданных масштабах времени $C_t = 2 \cdot 10^{-12}$ (1 мин опыта соответствует 1 млн. лет) и множителе геометрического подобия $C_l = 1 \cdot 10^{-4}$ (или 1 : 10 000, т. е. 1 см модели соответствует 100 м) при $C_\rho = 0,5$, $C_g = 1$ эквивалентный материал согласно приведенным условиям подобия должен иметь следующие механические свойства: модули сдвига G_I и $G_{II} = 10^6 \div 10^8$ дин/см²; вязкость $\eta_{III} = 10^4 \div 10^5$ нз; условно-мгновенная прочность на скалывание $P_{It} = 10^3 \div 10^5$ дин/см².

Примерно такими свойствами обладает бакинский петролатум при $t=20^\circ$ ($G=10^6$ дин/см²; $\eta_{III} = 10^5 \div 10^6$ нз; $P_{It} = 10^5$ дин/см²). Он был выбран нами в качестве материала модели. Петролатум не только хорошо удовлетворяет условиям подобия, но и удобен в работе. Свойства его не меняются во времени в течение опыта. Из одной и той же порции петролатума можно изготовить ряд последовательно испытываемых моделей. На рис. 11 приведена зависимость эффективной вязкости η_{III} от касательных напряжений при 20°C для нашего материала. На ней видно, что вязкость резко падает с увеличением касательных напряжений. Подобную столь же точную кривую для горных пород мы привести не можем, так как она еще не получена, но имеющаяся сводная диаграмма данных о зависимости вязкости горных пород от касательных напряжений (см. рис. 4) свидетельствует о том, что у горных пород существует качественно аналогичная зависимость. На рис. 11 заштрихован тот диапазон значений вязкости, который (согласно диаграмме для горных

пород) должен быть у материала моделей при выбранных нами величинах множителей подобия.

Так как в опытах нам следовало проверить влияние вязкости материала на процесс деформирования и тип получаемой складки, нужно было иметь материал и с другой вязкостью. Для этого был использован материал, представляющий собой смесь бакинского петролатума с маслом МК (1 часть петролатума и 10 частей масла МК). На рис. 11 приведена зависимость эффективной вязкости η_{III} от величины касательных напряжений τ для смеси петролатума с маслом МК при $t = 20^\circ \text{C}$. При

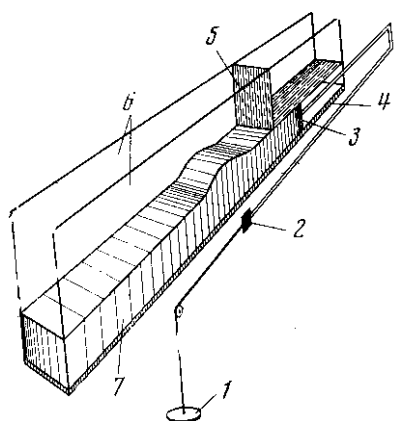


Рис. 65. Схема установки для моделирования складок продольного сжатия под действием постоянной заданной силы

1 — груз; 2 — тормоз; 3 — динамометр и поршень, давящий на модель; 4 — съемный пол, на котором лежит модель; 5 — фиксатор, создающий постоянную границу между областью всестороннего сжатия и областью нагнетания; 6 — стенки из органического стекла; 7 — модель

равных напряжениях вязкость смеси почти на целый порядок ниже, чем вязкость чистого петролатума.

При изготовлении моделей в каждой из них все слои делались из одинакового материала. Слои отделялись друг от друга тонкими прослойками из другого вещества — влажной глины или наждачного порошка, чтобы обеспечить определенный коэффициент трения между ними. Мощность прослойки не превышала 0,1 см.

Прибор для испытания моделей. Основу прибора составляет разборный ящик с четырьмя снимающимися стенками, две из которых прозрачные (сделаны из плексигласа). Давление на образец передавалось горизонтальнодвигающимся поршнем, соединенным с помощью троса и жестко скрепленных стальных стержней с площадкой для грузов (рис. 65). Для предотвращения деформирования образца непосредственно около поршня в приборе был установлен фиксатор в форме угольника. Благодаря этому часть образца, образовавшая складку, сминалась под действием другой части образца, расположенной под фиксатором.

Для получения требуемой силы трения, действующей на подошву образца, между плоским основанием и образцом в приборе был сделан съемный пол, на который наносилось определенное вещество (в нашем случае наждак № 120 или влажная бентонитовая глина). Величина продольного усилия F , действующего на образец, была постоянна в течение всего опыта. Она создавалась гирями определенного веса. Кроме того, для контроля и учета трения в приборе, между образцом и поршнем находился пружинный динамометр. Обычно усилие F равно 8 кГ, иногда его приходилось уменьшать до 4 кГ, или увеличивать до 16 кГ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Изучение механизма складкообразования мы начали с изучения процесса образования складки в одном слое при продольном сжатии. Затем перешли к испытаниям многослойных моделей. Эксперимент каж-

дого типа проводился по несколько раз в идентичных условиях с целью исключения случайных ошибочных результатов. Благодаря хорошей воспроизводимости было достаточно трех одинаковых опытов, дававших одни и те же результаты.

Однослойные модели

Влияние таких факторов, как коэффициент трения k_f и мощность слоя m , было целесообразно изучить на простейших однослойных образцах для того, чтобы исключить влияние слоистости. Эти опыты должны были проверить формулы условий возникновения продольного изгиба (4) и (10).

Влияние вязкости материала на однослойных образцах нами исследовано не было, хотя оно представляет значительный интерес.

Были испытаны образцы из петролатума с мощностями 2, 4 и 6 см при двух различных коэффициентах трения между образцом и подстилающей поверхностью. Для получения $k_f = 0,64$ на подстилающую поверхность наносился тонкий слой бентонитовой глины (влажность глины 75–80%, эффективная вязкость $3 \cdot 10^3$ пз в диапазоне касательных напряжений 750—1500 дин/см²). Для получения $k_f = 1,94$ на подстилающую поверхность наносился влажный наждачный порошок № 120. Модели деформировались продольной силой F от 6 до 8 кг.

Влияние мощности слоя. При проведении опытов $k_f = 1,94$. В образцах с мощностью 2 см возникали складки продольного изгиба без увеличения мощности слоя при силе $F = 6$ кг. В образцах мощностью 4 см возникали деформации смешанного типа: при большой действующей силе ($F = 8$ кг) в них развивался продольный изгиб, сопровождавшийся образованием одной небольшой трещины скалывания, а при меньшей действующей силе ($F = 6$ кг) получалась складка продольного расплющивания с последующим ее скалыванием по одной трещине. При мощности образца 6 см и силе $F = 8$ кг образовывались складки продольного расплющивания с последующими сколами. Следовательно, чем меньше мощность слоя, тем скорее можно ожидать возникновения складки продольного изгиба.

Влияние коэффициента трения. При мощности слоя 2 см, при $k_f = 0,64$, $k_f = 1,94$ и силе $F = 6$ кг получалась только складка продольного изгиба. В образцах мощностью 6 см получалась складка продольного расплющивания с большим увеличением мощности при большем значении k_f . В образцах мощностью 4 см при $k_f = 0,64$ образовывалась складка продольного изгиба, а при $k_f = 1,94$ — складка продольного расплющивания. Таким образом, только за счет изменения величины k_f можно получить складку продольного изгиба или складку продольного расплющивания. Чем меньше величина k_f , тем вероятнее возникновение складки продольного изгиба, и, наоборот, чем больше величина k_f тем вероятнее возникновение складки продольного расплющивания.

Таблица 13
Результаты испытания однослойных моделей

Коэффициент трения	Мощность слоя, см		
	2	4	6
0,64	—	—	+
1,94	—	±	+

Примечание. — продольный изгиб; + продольное расплющивание; ± деформация смешанного типа.

Итак, в одном слое возникновение складки продольного изгиба тем вероятнее, чем меньше его мощность, чем меньше величина коэффициен-

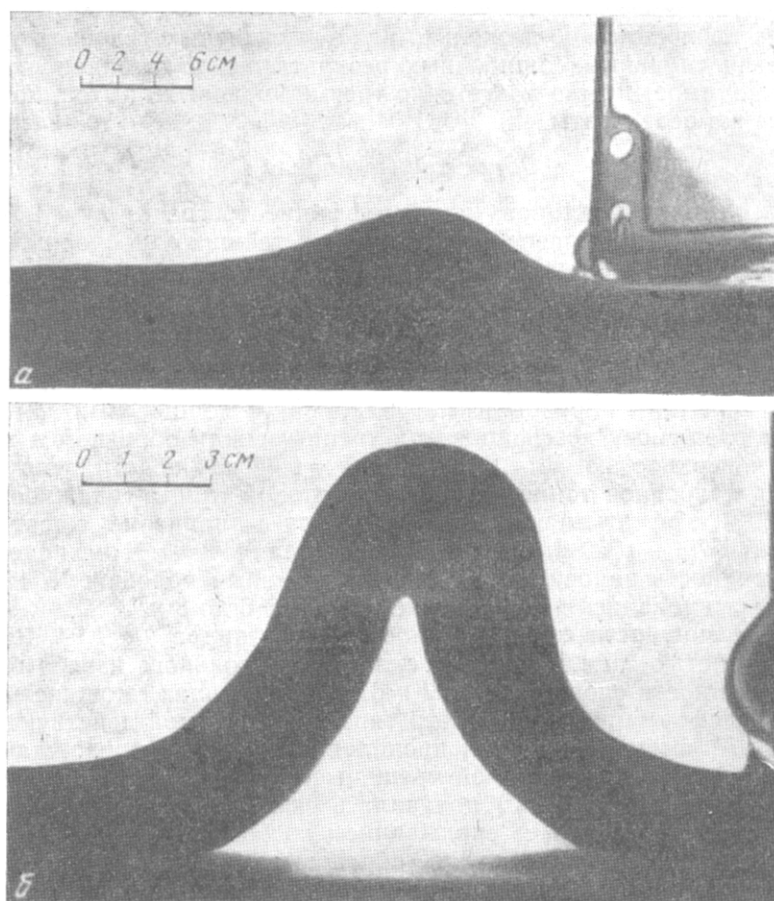


Рис. 66. Складки продольного расплющивания (а) и продольного изгиба (б) в однослойных моделях из петролатума (по М. В. Гзовскому и И. М. Кузнецовой)

та трения k_f о подстилающую поверхность и чем больше продольная сила, сжимающая образец (рис. 66).

Результаты опытов сведены в табл. 13. Из нее следует, что при разных сочетаниях действовавших факторов имели место критические условия, при которых начиналось образование складок продольного изгиба вместо продольного расплющивания. Эти условия можно приблизительно охарактеризовать следующими величинами:

$$\begin{aligned}
 \text{1-й вариант: } & d = 9,5 \text{ см; } & m = 4 \text{ см; } & k_f = 1,94; & f = 6,97 \text{ Г/см}^2; \\
 & F_{кр} = 7 \text{ кг; } & \partial = 7500 \text{ сек;} \\
 \text{2-й вариант: } & d = 9,5 \text{ см; } & m = 4 \text{ см; } & k_f = 0,64; & f = 2,30 \text{ Г/см}^2 \\
 & F_{кр} = 6 \text{ кг; } & \partial = 5500
 \end{aligned}$$

Для варианта 1 вычисляется величина постоянной K_I , входящая в формулу (4), равная $6,5 \cdot 10^3$; для варианта 2 — равная $2,3 \cdot 10^3$. Ошибка при определении K_I не превышает $\pm 10\%$. Поэтому можно принять, что K_I в формуле (4) для однослойных моделей порядка 10^3 .

Многослойные модели

При продольном сжатии слоистого образца была исследована зависимость процесса образования складок от мощности отдельных слоев (при постоянной общей мощности образца) и величины сил трения меж-

ду слоями. Приготавливались образцы мощностью 12 см с числом слоев 2, 3, 6, 12 и 24, с мощностями отдельных слоев соответственно 6, 4, 2, 1 и 0,5 см. Многослойные образцы были испытаны при $k_f = 0,64$ и 1,94.

На рис. 67 приведена сводная схема результатов опытов с многослойными моделями; показано, как изменяется морфология складки под влиянием различных факторов ($\eta_{ш}$, m , k_f , s).

Влияние мощности слоя. Сопоставим результаты опытов при $k_f = 0,64$. Двуслойный образец (мощность слоя 6 см) образует складку продольного расплющивания, осложненную сколами. Нижний слой изгиба, в строгом смысле, не имеет, верхний имеет некоторый изгиб, обусловленный деформацией нижнего слоя (рис. 67, А). В трехслойном образце (мощность слоя 4 см) образуется складка продольного изгиба с небольшим увеличением мощности двух нижних слоев (рис. 67, Б). В ряде моделей возникали разрывы на нижней поверхности нижнего слоя. Шестислойный образец (мощность слоя 2 см) образует складку продольного изгиба и при этом ни в одном слое увеличения мощности не наблюдается (рис. 67, В).

Влияние коэффициента трения. Разница коэффициента трения k_f между слоями вызывает заметные различия в результатах опытов. Так, в трехслойном образце при $k_f = 0,64$ образуется складка продольного изгиба с очень незначительным увеличением мощности двух нижних слоев (рис. 67, Б), а при $k_f = 1,94$ — складка продольного расплющивания (рис. 67, Г). Дальнейшее развитие складки осложняется сколом всех слоев.

В 6-слойном образце при $k_f = 0,64$ возникает продольный изгиб и мощность слоев не увеличивается (рис. 67, В); а в таком же образце при $k_f = 1,94$ образуется складка смешанного типа — изгиб только в

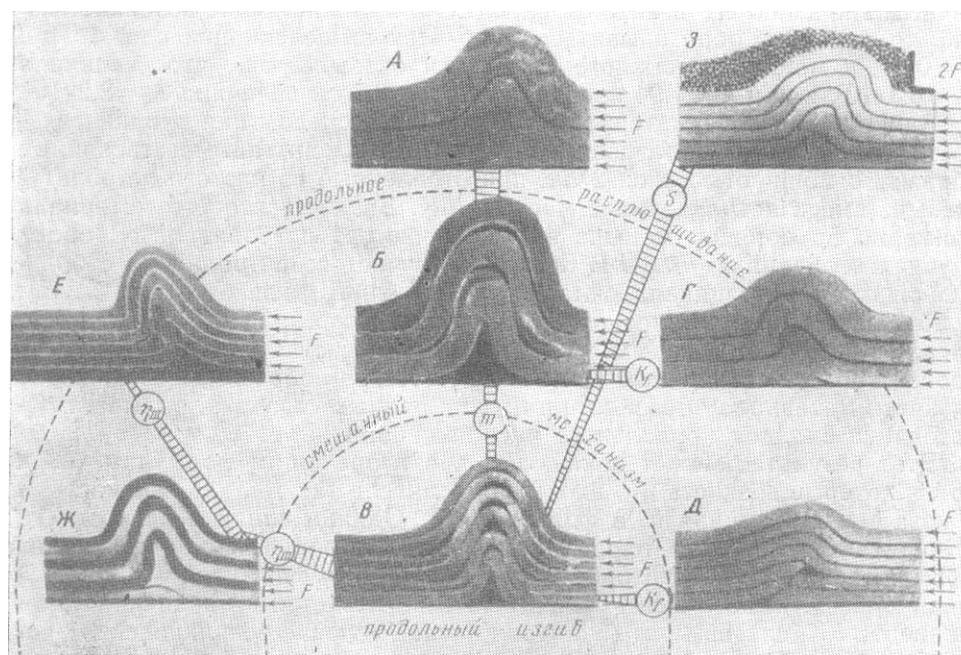


Рис. 67. Схема влияния различных факторов на механизм образования складок в моделях вследствие продольного сжатия (по М. В. Гзовскому и И.М.Кузнецовой)

Продольный изгиб вместо продольного расплющивания происходит, если достаточно уменьшена мощность слоев m (А, Б, В) или уменьшен коэффициент трения k_f (Б, Г и В, Д), или увеличена вязкость $\eta_{ш}$ (В, Ж, Е), или уменьшено давление S , перпендикулярное слоистости (В, З). Общая мощность модели и величина продольного активного сжимающего усилия F постоянны, за исключением модели З

верхних слоях, нижние слои сначала незначительно увеличивают мощность, потом скальваются (рис. 67, Д).

В 12-слойном образце при $k_f = 1,94$ в двух нижних слоях очень незначительно увеличивается мощность.

Только в 24-слойном образце при $k_f = 1,94$ получался продольный изгиб во всех слоях.

Следовательно, при равной действующей силе в многослойных образцах увеличение трения между слоями благоприятствует продольному расплющиванию и скальванию слоев и препятствует их продольному изгибанию.

Таблица 14
Результаты испытания многослойных моделей

Коэффициент трения	Мощность слоя, см				
	0,5	1	2	4	5
0,64	—	—	—	±	+
1,94	—	—	±	+	+

Примечание. — продольный изгиб; + продольное расплющивание; ± деформация смешанного типа.

Из табл. 14 видно, что изменение мощности несколько сильнее влияет на условия продольного изгиба, чем коэффициент трения. Это хорошо согласуется с формулой (10). Из той же таблицы можно взять данные о критических вариантах сочетаний мощностей слоев и коэффициента трения. Для вычисления величины K_I напряжение сил трения f бралось равным значению его в нижнем слое. Если в нижнем слое возникает изгиб, то он будет образовываться и во всех вышележащих слоях. При $k_f = 0,64$ и мощности каждого слоя 2 см оказывается, что величина $K_I = 6,3 \cdot 10^3$, а при $k_f = 1,94$ и мощности слоя 0,5 см величина $K_I = 2,2 \cdot 10^3$.

Влияние вязкости материала слоев. Для исследования влияния вязкости материала на образование складок были испытаны шестислойные образцы с мощностью слоя 2 см, приготовленные из чистого петролатума и из смеси петролатума с маслом МК. Вязкость второго материала примерно на порядок меньше вязкости чистого петролатума. В обоих случаях величина $k_f = 0,64$. В образцах из чистого петролатума с большей вязкостью возникала складка продольного изгиба (рис. 67, В). В образцах с меньшей вязкостью образовывалась складка продольного расплющивания с сильным увеличением мощности в нижних слоях и более слабым — в верхних (рис. 67, Е). Таким образом, уменьшение вязкости материала образца, при прочих равных условиях, вызывает образование складок продольного расплющивания.

Этот результат может показаться противоречащим формулам (4) и (8), в которые вязкость η_{III} входит в числитель так же, как мощность m и коэффициент трения k_f в формулу (8). Однако влияние вязкости на условия возникновения продольного изгиба проявляется в нескольких формах, которые недостаточно полно передаются формулой (8). Уменьшение вязкости, возможно, существенно сказывается на величине коэффициента K_{III} из формулы (6), отражающей условия возникновения продольного изгиба. Уменьшение вязкости может привести к уменьшению величины коэффициента K_{III} .

Проведенные эксперименты не дают представления, насколько полно формула (8) отражает влияние вязкости на условия продольного изгиба. Однако опыты полностью подтвердили, что вязкость относится к числу факторов первостепенного значения, и что ее повышение способствует появлению продольного изгиба.

Было испытано несколько моделей, состоящих из чередующихся слоев с различной вязкостью. В них наблюдалось, как перетекание материала и изменение мощности менее вязких слоев (из смеси петролатума с маслом МК) происходило одновременно с продольным изгибанием более вязких слоев из чистого петролатума (рис. 67, Ж).

Влияние давления, перпендикулярного слоистости. Давление на модель создавалось различными способами, чтобы воспроизвести разные режимы изменения давления по мере роста складки.

1. Давление не менялось с ростом складки, если модель нагружали вертикально стоявшими пластинами.

2. Давление на складку уменьшалось по мере ее подъема. Это достигалось тем, что выше модели в эластичную камеру наливалась вода, уровень которой сохранялся постоянным в течение опыта. Так воспроизводилось уменьшение давления на складку вследствие размыва и сноса части покрывающей ее толщи, поднявшейся выше уровня денудации или абразии.

3. Модель покрывалась слоем дроби или стальных шариков, который лишь частично уменьшался в мощности над поднимающейся складкой. Ссыпавшаяся со складки часть слоя дроби скапливалась рядом с ней и вызывала местное увеличение давления. Такое явление возможно при накоплении продуктов размыва природной складки вблизи от нее.

Возможны и другие режимы изменения нагрузки, которые на данных моделях не исследовались.

Во всех перечисленных случаях нагрузка перед началом роста складки была одинаковой и равной весу модели. Она составляла 12,6 кг. Прежней продольной силы $F=8$ кг при такой нагрузке оказывалось недостаточно для образования складки и она была доведена до 16 кг.

Во всех опытах, независимо от режима изменения нагрузки, получалась только одна складка. Вместо продольного изгиба (который возникал при отсутствии нагрузки) получались складки продольного расплющивания. В верхних слоях эти складки имели широкие плоские своды, что приближало форму складок к коробчатой (рис. 67, З).

Таким образом, увеличение давления, перпендикулярного слоистости, несомненно, препятствует возникновению продольного изгиба. Вместе с тем оно вызывает изменение формы складок, отмеченное и в предыдущей серии экспериментов, проведенных в менее строгих условиях [195, стр. 287].

Влияние длительности действия продольной сжимающей силы. Во всех опытах, закончившихся образованием складок продольного изгиба, можно было отметить, что в течение некоторого времени образец испытывал продольное расплющивание. Только спустя 9—12 мин после начала действия продольной сжимающей силы начиналось продольное изгибание слоев.

Было отмечено, что в определенном диапазоне мощности слоев вместо продольного расплющивания можно получить явление продольного изгиба, если достаточно долго сохранять действие активной продольной сжимающей силы. Значит, сила должна не только достигать или превышать критическую величину, но и иметь достаточную длительность действия. Таким образом, качественно подтверждается отраженная в формуле (4) мысль, что увеличение длительности действия напряжений способствует возникновению продольного изгиба.

ВЫВОДЫ

При исследовании моделей было отмечено две стадии развития складок.

Первая стадия развития складок продольного расплющивания и продольного изгиба. В начале опыта про-

дольное сжатие распространялось значительно (в 2—3 раза) дальше того места, где происходило в дальнейшем формирование складки.

Если складка развивалась и далее путем продольного расплющивания, то с течением времени деформация постепенно замедлялась. До испытания пласты в направлении длины моделей были разделены на равные участки окрашенными линиями. Изменения координат этих линий и расстояний между ними позволяли судить о том, с какой скоростью деформируются разные части пласта. В течение первых 10—20 мин опыта деформация распространялась на 50—60 см от начала области нагнетания. На этом расстоянии, ее скорость постепенно уменьшалась почти линейно. Скорость деформации в начале опыта в каждом сечении была максимальной, с течением времени она постепенно уменьшалась. Это можно объяснить тем, что площадь каждого поперечного сечения модели возрастает за счет продольного расплющивания и в итоге уменьшается напряжение. Снижение напряжения уменьшает скорость деформации. Несмотря на то что напряжение становилось слабее, его величина в ряде моделей была достаточной, чтобы через 1—1,5 часа после начала опыта стали возникать трещины скалывания. Их появление означало конец первой стадии развития складки продольного расплющивания. В течение этой стадии наибольшие сжимающие напряжения направлены почти параллельно слоистости. Это было установлено оптическим методом на моделях из студней желатины. В месте наибольшего подъема складки на своде около выпуклой поверхности лишь в узкой полосе зафиксированы растягивающие нормальные напряжения. Вся остальная часть складки их не имеет. Максимальные касательные напряжения имеют наибольшую величину в двух полосах, ограничивающих сверху место раздува мощности и проходящих наклонно к оси складки в нижней части модели. Направление максимальных касательных напряжений везде близко к 45° по отношению к плоскости пласта. В указанных полосах, расходящихся от середины складки в нижних слоях и наклонно поднимающихся к границе свода на поверхности модели, возникали трещины сколового типа, преимущественно развивавшиеся снизу вверх (рис. 68).

Вторая стадия развития складки продольного расплющивания отличается от первой нарушением линейной зависимости скорости деформации от расстояния вдоль пласта, преимущественным нарастанием дальнейшей деформации в начале области нагнетания, в месте появления разрывов, и значительным ускорением происходящих здесь деформаций.

Появление разрывов приводит к уменьшению истинной площади поперечного сечения пласта и вследствие этого к усилению напряжений в тех местах, где пласт еще сохранил сплошность. С этим надо связывать наблюдавшееся резкое ускорение деформации на участках пласта, где появлялись разрывы. Такое ускорение происходило лишь в начале области нагнетания.

Вторая стадия развития складки продольного изгиба проявляется в случае потери устойчивости. Она отличается иным развитием деформации и напряжений. В течение всего эксперимента скорость сближения соседних поперечных сечений пласта не замедлялась. Она была близка к постоянной. Каждый слой, изгибаясь, деформировался таким образом, что около осевых поверхностей складок происходило отделение слоя от соседних с образованием полостей. Наличие последних на моделях не противоречит геологическим наблюдениям, несмотря на то, что в природе полости непосредственно не наблюдаются. Это объясняется тем, что, хотя полости и возникают, они заполняются либо минеральными телами гидротермального происхождения, либо раздробленным материалом пород, либо материалом менее вязких прослоев. Если в модели чередуются менее вязкие слои с более вязкими, то пустот не получается, так как они заполняются менее вязким материалом

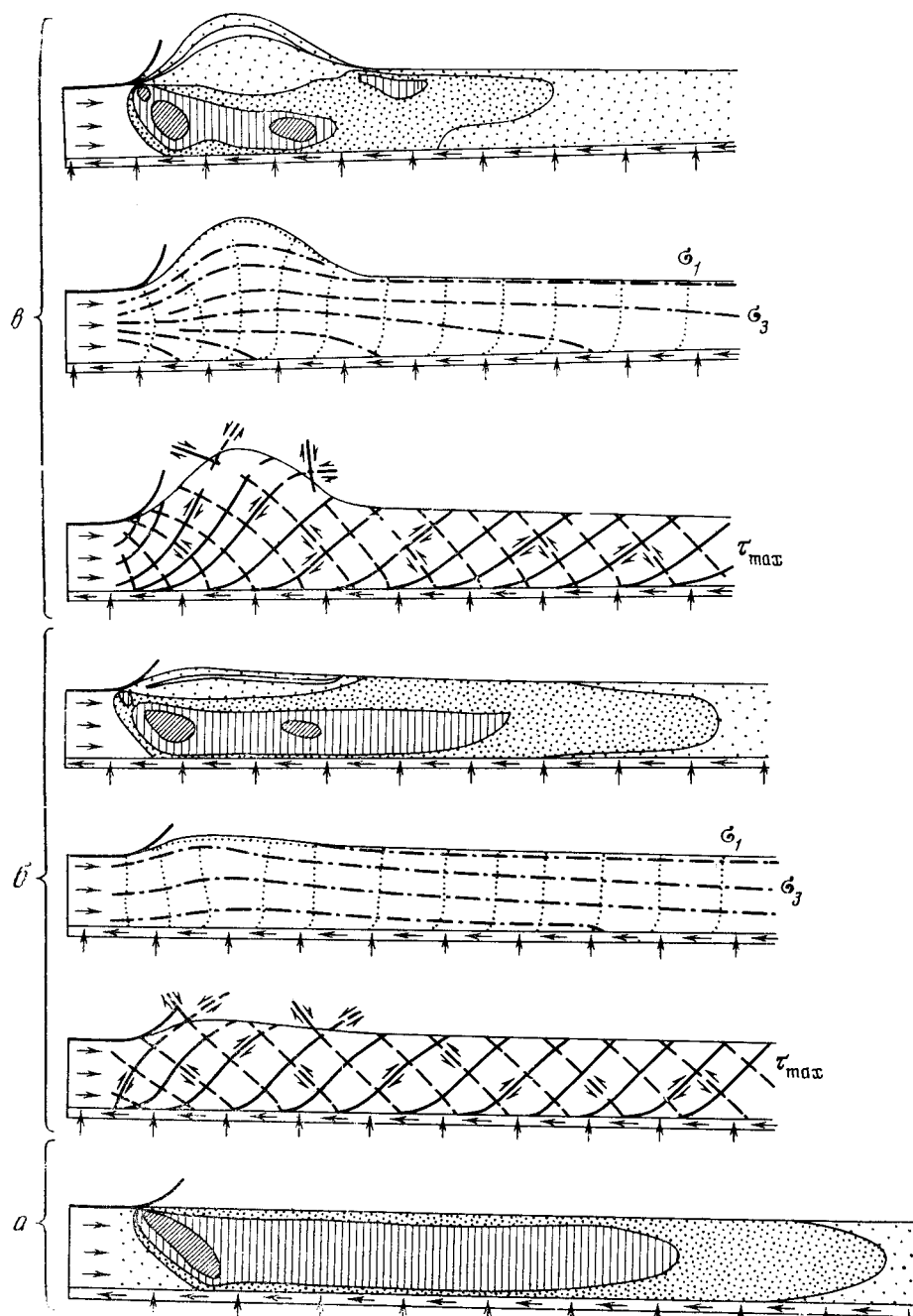


Рис. 68. Схемы распределения напряжений в моделях складок продольного расплющивания, сделанных из студня желатины (по М. В. Гзовскому и О. М. Альповой)

Поля напряжений: *а* — в плоском слое; *б* — в слабо деформированном слое; *в* — в сильно деформированном слое. Остальные обозначения те же, что и на рис. 15

(см. рис. 67, Ж). В крыльях складок соседние слои проскальзывают один относительно другого. Это видно по смещениям меток на слоях.

В каждом слое на небольшом расстоянии от его выпуклой поверхности видны признаки продольного растяжения, выраженные в поперечном (т. е. вдоль оси складки) уменьшении ширины модели. В большей

части сечения каждого слоя происходило поперечное увеличение размеров, свидетельствовавшее о напряжениях сжатия вдоль слоистости. Около вогнутой поверхности каждого слоя в месте его наибольшей кривизны появлялись первые разрывы сколового типа. Они всегда располагались так, что указывали на продольное сжатие слоя. Около выпуклых частей слоев развивались отрывы.

Таким образом, ясно, что наибольшие сжимающие напряжения действуют в моделях складок продольного изгиба по направлению, близкому к слоистости. Их траектории должны искривляться примерно так же, как изогнуты слои. Только около осевых поверхностей складок у выпуклой поверхности слоев возможно местное растяжение вдоль слоистости (см. рис. 67, Б). Эта характеристика напряженного состояния складок продольного изгиба совпадает с тем представлением о распределении напряжений, которое было сформулировано на основе данных о природных складках [195].

На моделях, как и в природе, наблюдались различные складки смешанного механизма, возникавшие при переходных условиях, близких к критическим. В одних продольный изгиб наступил очень поздно, после того как успели оформиться отчетливые складки продольного расплющивания. В других продольный изгиб происходил лишь в верхних слоях, тогда как в нижних были только продольное расплющивание и скалывание (рис. 67, Д). В третьих складках слои, испытывавшие продольный изгиб, чередовались со слоями, в которых его не происходило, так как вязкость последних была недостаточно высока. Так устанавливается возможность сложных взаимоотношений между продольным расплющиванием и продольным изгибанием, которые могут сменять друг друга как в пространстве, так и во времени.

Проведение опытов в более строгих условиях (по сравнению с описанными на стр. 280—291 в [195]) подтвердило многие ранее сделанные выводы. Число, место, величина и морфология складок, возникающих в однотипных условиях, оказались одинаковыми. Вместе с тем нужно сделать ряд новых выводов.

Опыты подтвердили возможность образования продольного изгиба при пластической деформации. Они явились иллюстрацией того, что геологи ошибаются, когда считают складки продольного изгиба созданными в результате упругой деформации.

Результаты испытаний однослойных образцов в первом приближении подтвердили теоретические положения о физических условиях возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Вычисленное значение коэффициента K_I из формулы (4) оказалось порядка 10^3 .

Результаты опытов с многослойными образцами позволяют распространить теоретические положения, выведенные для одного слоя, на многослойные образцы. Эффективное значение K_I из формулы (4) оказалось для них также порядка 10^3 .

Опыты показали, что появлению складок продольного изгиба способствуют уменьшение мощности слоев, уменьшение трения между слоями, увеличение вязкости слоев, уменьшение давления, перпендикулярного слоистости, а также увеличение продольной активной деформирующей силы и длительности ее действия. Складки продольного изгиба, требующие для своего возникновения более специфических условий, чем складки продольного расплющивания, должны быть меньше распространены. По-видимому, это имеет место в природе.

Из экспериментов следует, что существенным условием возникновения полостей между слоями при продольном изгибе следует считать однородность состава слоистости толщи, сминаемой в складки. Морфология полученных складок довольно однообразна. Преобладают синусоидальные формы, переходящие в изоклинальную. В случае дейст-

вия нагрузки, перпендикулярной к слоистости, складки становились коробчатыми. Складки продольного изгиба, несмотря на постоянство мощности отдельных слоев, надо относить к числу подобных, а не параллельных. Из-за появления полостей между слоями расстояние между кровлями соседних слоев около осевой поверхности складки больше, чем на ее крыльях. При деформации под действием силы заданной величины в складках продольного изгиба скорость деформации слоев равномерна во времени.

Складки продольного расплющивания также относятся к подобным. Они осложняются более крупными разрывами, зарождающимися около подошвы деформирующейся толщи вблизи оси складки. Разрывы разрастаются наклонно снизу вверх и достигают верхних слоев на крыле складки.

В складках продольного расплющивания скорость деформации постепенно уменьшается с течением времени, но после возникновения разрывов сильно возрастает.

Напряженное состояние слоев в складках продольного изгиба и продольного расплющивания в общем характеризуется тем, что траектории наибольших из главных сжимающих напряжений близки по направлению к слоистости и имеют совпадающие со складками искривления (см. рис. 68). Такое же направление траекторий было восстановлено и в природных складках продольного сжатия. При продольном изгибе отмечается больше (чем при расплющивании) областей с растяжением параллельно слоистости вблизи осевой поверхности складки в местах с наибольшим искривлением выпуклых поверхностей слоев. Расположение мелких разрывов в природных складках продольного изгиба и расплющивания и в их моделях сходно и вместе с тем соответствует приведенным представлениям о поле напряжений.

Полученные выводы могут быть использованы при поисках и разведке рудных месторождений, связанных со складками рассмотренных типов. В складках продольного расплющивания преобладают секущие рудные жильные тела. В складках продольного изгиба часто появляются согласные седловидные рудные тела, расположенные около осевых поверхностей складок.

Имея представление о фациальных изменениях стратиграфического разреза на флангах уже известных месторождений, например зная об увеличении мощности слоев, выклинивании маловязких прослоев, увеличении глинистости пород, снижающей вязкость, можно заранее предвидеть вероятные изменения в характере складок. При этом нужно ожидать исчезновения складок продольного изгиба, появления вместо них складок продольного расплющивания и соответствующего изменения структуры рудного поля. Следовательно, потребуются изменение методики разведки и подсчета запасов.

Результаты экспериментов могут быть использованы также для решения обратной задачи, т. е. для суждения об изменениях величины сил, действовавших в земной коре. Если при переходе от одного участка к другому наблюдается такая смена типов складок, которая не соответствует особенностям вещественного состава и слоистости деформированных пород, то объяснение этому надо искать в изменениях величины продольных к слоистости активных усилий или нагрузки, перпендикулярной к слоистости.

Наконец, на примере проведенных нами опытов можно убедиться, что механизм развития складки определяется комбинацией многих факторов. Поэтому сходные изменения в механизме формирования складок могут происходить под воздействием различных факторов. Чтобы уметь правильно интерпретировать складки и узнавать, какой именно фактор

привел к наблюдаемым изменениям в характере складок, необходимо детально изучить каждый механизм. Нужно тонко исследовать специфику реакции складок на действие каждого фактора, существенного для их формирования. Например, на рис. 67, Б, Г и В, Д видно, что, когда складки продольного изгиба заменяются складками продольного расплющивания, вследствие увеличения трения между слоями, в нижних слоях появляются разрывы. Когда это же происходит из-за увеличения давления, перпендикулярного слоистости, у складок появляется коробчатая форма. Ясно, что метод моделирования имеет исключительно важное значение для такого рода исследований.

Е. МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ТИПЫ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

По мере увеличения детальности геологических исследований и расширения поисков слепых рудных тел и месторождений, все большее практическое значение приобретают методы прогноза деталей структуры земной коры на глубину и в плохо обнаженных районах. Такой прогноз должен основываться как на конкретных данных о геологическом строении и истории тектонических движений каждого района, так и на общих представлениях о механизме формирования тектонических нарушений различного типа. Механизм тектонического нарушения характеризуется морфологией и кинетикой деформаций, системой внешних деформирующих сил и внутренним тектоническим полем напряжений [177]. Принципы и примеры изучения тектонических полей напряжений рассмотрены автором ранее [179]. Тектоническое нарушение каждого типа Q возникает лишь в том случае, если достигнуты определенные физические условия, т. е. сочетания системы внешних сил F , длительности их действия δ , а также механических свойств и первоначальной структуры деформируемых пород P :

$$Q = f(F, \delta, P). \quad (1)$$

Для выяснения конкретной формы этой зависимости f , относящейся к каждому типу нарушений, необходимы детальные полевые геологические и геофизические исследования. Однако определение величины сил F часто оказывается затруднительным, и тогда уравнение (1) становится неопределенным. В этих случаях наиболее доступным и вместе с тем строгим методом установления конкретной формы зависимости f является метод моделирования [184].

Основные положения о ряде важных для рудных месторождений и широко распространенных типов тектонических полей напряжений и механизмов тектонических нарушений (полученные в результате полевых исследований, моделирования и теоретического анализа) суммированы ниже.

ОБЛАСТИ ВЫЖИМАНИЯ

В областях выжимания активное сжимающее усилие перпендикулярно слоистости. Величина наибольшего сжимающего напряжения — σ_3 близка к интенсивности активного сжимающего усилия P в каждом поперечном сечении толщи. Во всех слоях она примерно одинакова, но постепенно уменьшается в одном направлении вдоль слоистости. Как по-

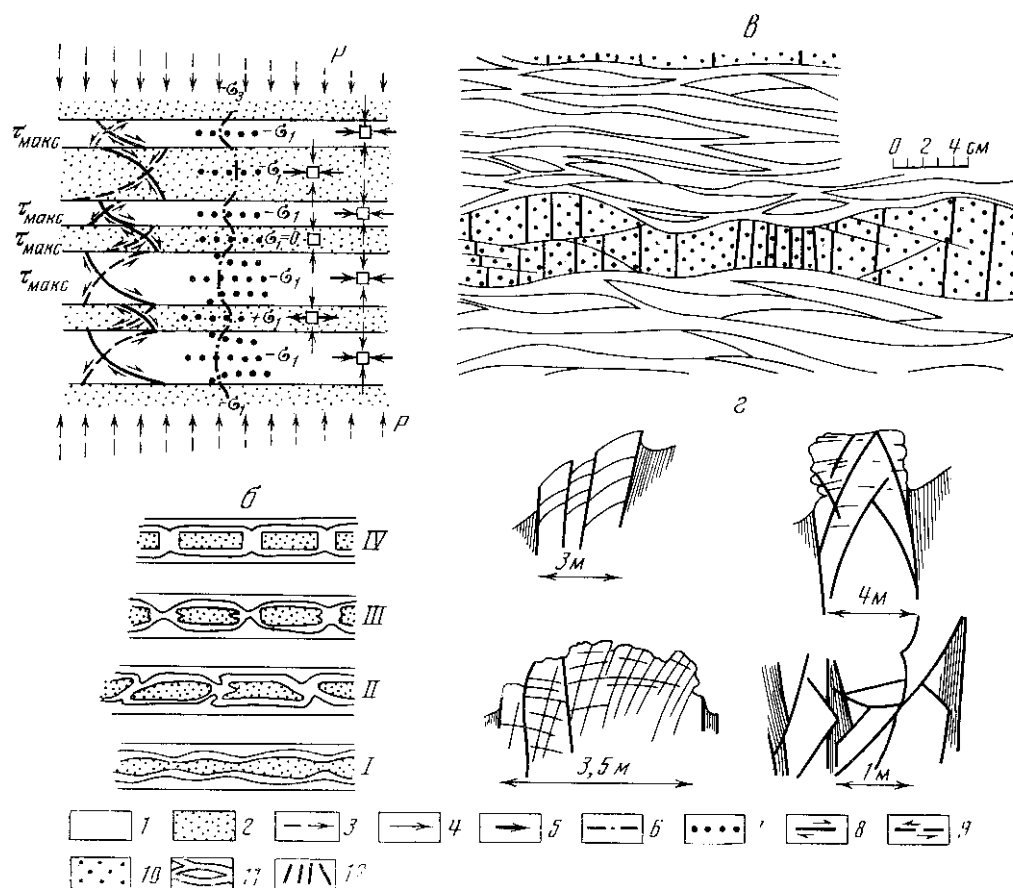


Рис. 69. Область выжимания

a — схема распределения напряжений: 1 — менее вязкие слои, 2 — более вязкие слои, 3 — внешние активные усилия, 4 — главные сжимающие напряжения σ_3 , 5 — главные растягивающие напряжения σ_1 , 6 — траектории σ_3 , 7 — траектории σ_1 , 8, 9 — траектории правых и левых максимальных касательных напряжений τ_{\max} ; *b* — схема типов (I—IV) структуры будинажа для областей выжимания; *v* — будинаж и трещиноватость в горизонтальном обнажении фаменского яруса хр. Каратау: 10 — известняки, 11 — растертые мергелистые известняки, 12 — карбонатные жилки; *г* — трещины с первичной кривизной в вертикальных обнажениях алевролитистых известняков и доломитов

казали полевые наблюдения и моделирование, при наличии прослоев с пониженной вязкостью $\eta_{III(I)}$ последние выдавливаются из области выжимания с повышенной скоростью. На их границах с соседними слоями появляются касательные напряжения, параллельные напластованию. Теоретически выводится, что их величина должна определяться градиентом внешнего активного давления p , перпендикулярного слоистости, мощностью относительно менее вязкого слоя m_1 и некоторым коэффициентом k , зависящим от свойств горной породы (в первую очередь от ее вязкости):

$$\tau_{\max} = \frac{k}{2} m_1 |\text{grad } p|, \quad (2)$$

С удалением от границ слоя величина и направление действия τ_{\max} должны изменяться (рис. 69, *a*).

Возле каждого поперечного сечения слоев ожидаются следующие соотношения между величиной касательных напряжений τ_{\max} на поверхности слоя, его мощностью m_1 , вязкостью $\eta_{III(I)}$ и максимальной

скоростью перемещения внутренней части слоя $V_{\max(1)}$:

$$V_{\max(1)} \approx \frac{m_1}{2\eta_{III(1)}} \tau_{\max}. \quad (3)$$

Выжимание слоев, находящихся в условиях неравномерного всестороннего сжатия, способствует развитию многочисленных тесно расположенных трещин скальвания. При высокой интенсивности развития такая трещиноватость является одной из разновидностей кливажа. Места наибольшего распространения и форма возникающих сколов определяются распределением τ_{\max} .

Выжимание относительно менее вязких прослоев и связанные с этим касательные напряжения на границах слоев вызывают снижение нормальных сжимающих напряжений на поперечных сечениях слоев, отличающихся повышенной вязкостью $\eta_{III(2)}$ [45, 46, 268, 763, 854].

Величину продольного нормального напряжения $\sigma_{1(2)}$ в относительно более вязких слоях можно выразить как алгебраическую сумму реактивного сжимающего напряжения $(\sigma_{1(2)})_0$ (зависящего главным образом от величины активного усилия p , перпендикулярного слоистости, и коэффициента Пуассона) и дополнительного растягивающего напряжения, вызываемого касательными напряжениями на поверхности слоя. Величина дополнительного напряжения прямо пропорциональна длине L не нарушенной разрывами части слоя с относительно высокой вязкостью, градиенту давления p и отношению мощностей менее m_1 и более m_2 вязких слоев.

В итоге наибольшую величину продольного напряжения можно приравнять:

$$\sigma_{1(2)} = -(\sigma_{1(2)})_0 + \frac{k m_1}{4 m_2} \cdot L |\text{grad } p|. \quad (4)$$

Такое напряжение должно иметь место на середине расстояния L . Нередко в природных условиях и на моделях последний член суммы (4) увеличивается настолько, что в наиболее вязких прослоях появляются продольные растягивающие напряжения (рис. 69). Зная величины $\sigma_{1(2)}$ и $\sigma_{3(2)} = p$, можно вычислить максимальные касательные напряжения τ_{\max} , которые увеличиваются с ростом продольного растяжения, выраженного формулой (4).

Перечисленные особенности поля напряжений определяют направления трещин скальвания и отрыва внутри более вязких прослоев. Появление трещин возможно при равенстве напряжений пределам длительной прочности пород. Из формулы (4) находится, что среднее расстояние между трещинами отрыва L_σ в более вязких слоях должно уменьшаться при уменьшении первоначальных сжимающих напряжений, направленных вдоль слоистости $(\sigma_{1(2)})_0$; уменьшение прочности пород на отрыв $P_{\sigma t}$; увеличении градиента давления p , перпендикулярного слоистости; уменьшении отношения мощности более вязкого слоя m_2 к мощности соседнего менее вязкого слоя m_1

$$L_\sigma = \frac{4[P_{\sigma t} + (\sigma_{1(2)})_0] m_2}{k |\text{grad } p| m_1}. \quad (5)$$

Сходная зависимость, содержащая длительную прочность на скальвание $P_{\sigma t}$, должна ожидаться и для среднего расстояния между трещинами скальвания L_τ :

$$L_\tau = \frac{4[2P_{\sigma t} + (\sigma_{1(2)})_0] m_2}{k |\text{grad } p| m_1}. \quad (6)$$

Развитие различных трещин, так же как и предшествующие им пережимы мощности более вязких прослоев, приводят к образованию струк-

туры будинажа (рис. 69, б), описанной в ряде работ [84, 281, 327, 632, 637, 763, 854, 889]. Примеры трещиноватости, возникшей в области выжимания, показаны на рис. 69, в, г. Известно, что трещинами областей выжимания определяются рудные тела крупных рудных месторождений.

ОБЛАСТИ НАГНЕТЕНИЯ

В областях нагнетания активное сжимающее усилие параллельно слоистости. В геологической обстановке, в зависимости от происхождения активного продольного усилия, его напряжение имеет обычно разную величину в слоях с различной вязкостью и прочностью. Если активное усилие передается из области выжимания, то на начальных стадиях деформации более высокие напряжения в моделях отмечались в наименее вязких прослоях (рис. 70, а). На поздних стадиях деформации наибольшими продольными сжимающими напряжениями отличались наиболее вязкие прослои (рис. 70, б).

В областях нагнетания прежде всего отмечается продольное расплющивание слоев, характеризующееся неравномерным местным увеличением мощности и сближением поперечных сечений каждого слоя. Теоретически выводится, что при различной скорости медленных деформаций соседних слоев, обладающих различной вязкостью, на границе между ними возникают касательные напряжения τ_{\max} . Они прямо пропорциональны мощности и отмечаемому вдоль слоистости градиенту величины продольных сжимающих напряжений $\sigma_{3(1)}$ в быстрее деформирующихся слоях с относительно малой вязкостью. По мере удаления от поверхности слоя к его середине нужно ожидать уменьшения величины максимальных касательных напряжений и изменения направлений их действия. Благодаря данным напряжениям усиливается продольное сжатие в более вязких прослоях. Продольное сжимающее напряжение в них $\sigma_{3(2)}$ складывается из первоначальной величины $(\sigma_{3(2)})_0$ и дополнительного сжатия, обусловленного касательными напряжениями на поверхности слоя. Это дополнительное напряжение зависит главным образом от отношения мощностей слоев — более вязких m_2 и менее вязких m_1 , — а также от разности между максимальной величиной продольных сжимающих усилий в менее вязком слое на границе области нагнетания $(\sigma_{3(1)\max})$ и величиной тех же напряжений вне области нагнетания $(\sigma_{3(1)})_0$. Наибольшая величина продольного сжимающего напряжения в слое с повышенной вязкостью должна достигаться в середине области нагнетания и быть равной

$$(\sigma_{3(2)})_{\max} = (\sigma_{3(2)})_0 + k \frac{m_1}{m_2} [(\sigma_{3(1)})_{\max} - (\sigma_{3(1)})_0]. \quad (7)$$

Коэффициент k определяется вязкостью $\eta_{III(1)}$ в относительно менее вязких слоях. Величина максимальных касательных напряжений в более вязком слое вычисляется как полуразность в нем напряжений $\sigma_{3(2)}$ и нормальных напряжений, перпендикулярных к слоистости $\sigma_{1(2)}$ (рис. 70, б). На рис. 70, в, г приведены примеры складок продольного расплющивания. На рис. 70, д видно расположение складки продольного расплющивания, свойственной области нагнетания, рядом с будинажем того же пласта, возникшим в местной области выжимания. Иногда складки продольного расплющивания, осложняющие один и тот же пласт и расположенные одна рядом с другой, могут создавать структуру («будинаж нагнетания»), похожую на обычный будинаж («будинаж выжимания»), но образующуюся в совершенно иной обстановке — в области нагнетания, а не выжимания.

При интенсивном нагнетании, неравномерном в разных слоях, после деформации в каждом поперечном сечении слоя можно видеть материал, находившийся первоначально в различных поперечных сечениях.

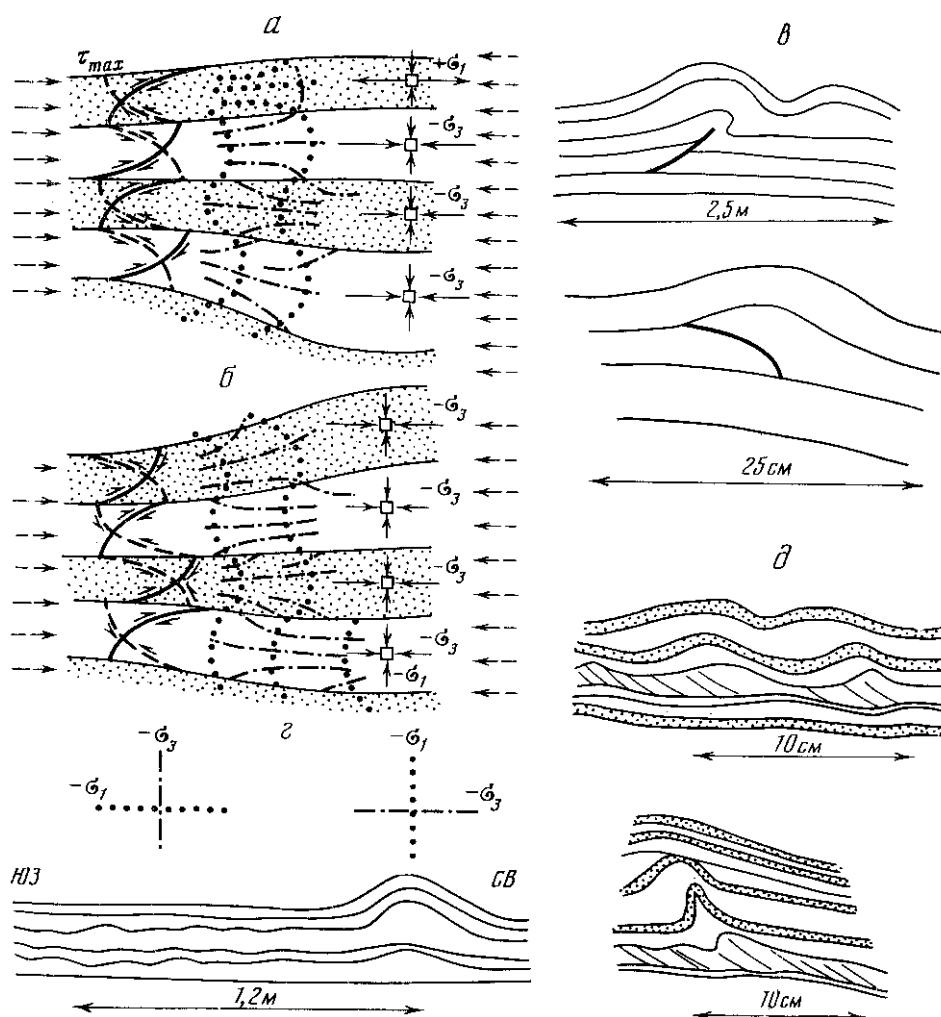


Рис. 70. Область нагнетания (продольное расплющивание)

a, б — схема распределения напряжений при двух типах активных усилий; *в* — вертикальные обнажения складок продольного расплющивания, осложненных разрывами (карбонатные породы среднего палеозоя хр. Каратау); *г* — вертикальное обнажение перехода от будинажа к складке продольного расплющивания в известняках среднего палеозоя хр. Каратау; *д* — складки, осложненные сколами (пришлифовка керна). Остальные обозначения те же, что и на рис. 69, *a*

При таком механизме деформации складки могут называться складками течения.

Существенное влияние на распределение напряжений в области нагнетания должно оказывать соотношение между величинами: продольных активных сжимающих напряжений p ; нормальных напряжений, перпендикулярных слоистости S ; коэффициента трения между слоями k_f , влияющего на величину касательных напряжений f на границе слоев; вязкости η_{III} ; длительной прочности материала слоев на скалывание P_{σ} ; длительности деформации δ . Теоретически было выведено физическое условие, согласно которому при

$$p > K_I \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3}}{\delta^{1/3}}, \quad p < 2P_{\sigma}, \quad s < K_{III} f, \quad (8)$$

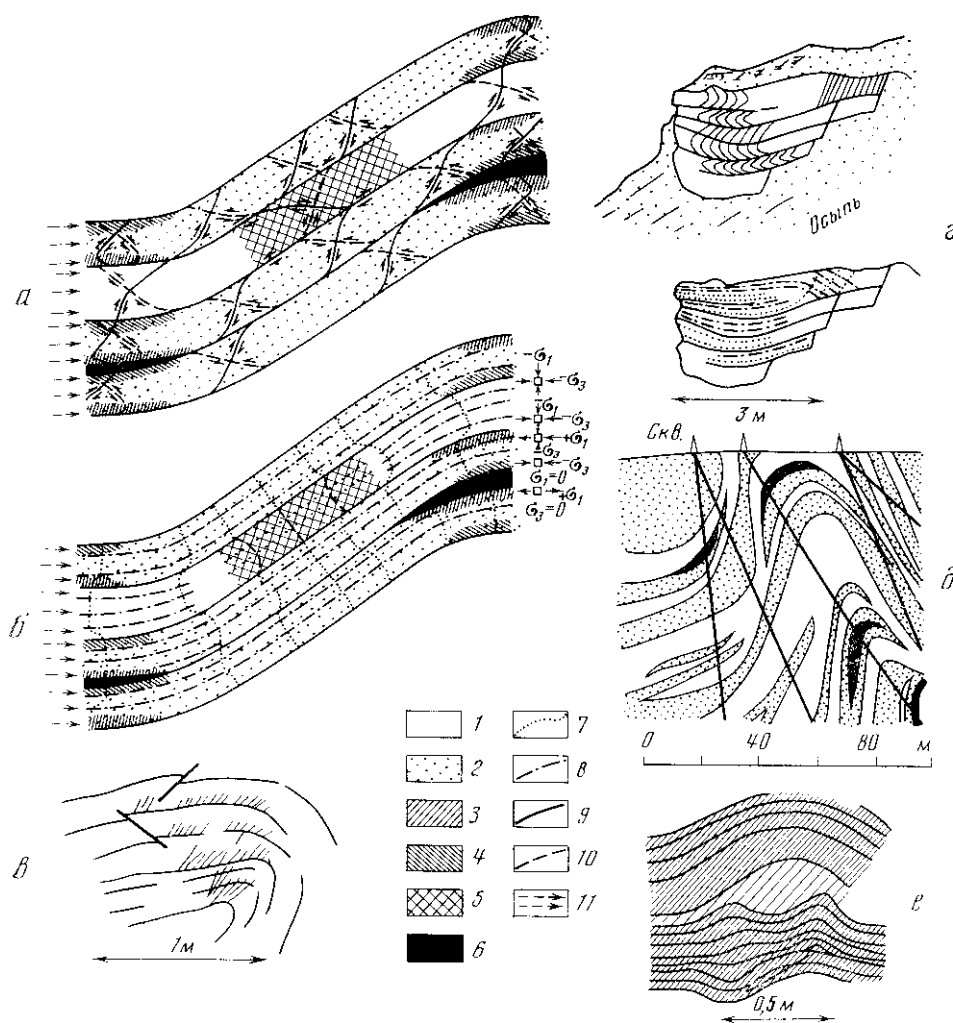


Рис. 71. Область нагнетания (продольный изгиб)

a, б — схемы ориентировки максимальных касательных τ_{\max} и главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 ;

1 — менее вязкий слой, *2* — более вязкий слой, *3* — участки с продольными растягивающими напряжениями, *4* — участки с наибольшими продольными сжимающими напряжениями, *5* — участки выжимания одновременного со сдвигом, *6* — полости между слоями, *7* — траектории σ_1 , *8* — траектории σ_3 , *9, 10* — траектории правых и левых максимальных касательных напряжений τ_{\max} , *11* — активные усилия; *в* — кливаж и трещиноватость при продольном изгибе в фаменских доломитах и известняках хр. Каратау; *г* — кливаж с первичной кривизной и распределение траекторий главных нормальных напряжений в вертикальном обнажении фаменских доломитов и известняков хр. Каратау; *д* — строение участка месторождения в хр. Каратау (черное — рудные тела); *е* — складки в известняках среднего палеозоя хр. Каратау

(здесь K_I , K_{III} — эмпирические коэффициенты) вместо продольного расплющивания в слое должен происходить продольный изгиб (см. гл. 23 и [184, 195]). При испытании моделей из петролатума И. М. Кузнецовой и автором было констатировано, что увеличение активных продольных сжимающих напряжений p , уменьшение сжимающих напряжений, перпендикулярных слоистости s , увеличение вязкости η_{III} и прочности $P_{от}$ материала слоев, уменьшение коэффициента трения между слоями k_f , уменьшение мощности слоев действительно способствуют развитию продольного изгиба. Соотношения, установленные для моделей, не противоречат физическому условию (8) (см. гл. 23 и [195, 377]).

Складки продольного изгиба довольно часто встречаются в природе и определяют форму и положение рудных тел в ряде месторождений [3, 29, 357, 485, 718]. В их замках слои отделяются один от другого и возникают участки с ослабленным всесторонним давлением. Иногда появляются даже пустоты, которые затем заполняются в результате обрушения кровли или образования жильных тел. Возникновение этих пустот можно проследить и на моделях. Ему способствует однородность состава деформирующихся слоев. Чаще пустоты не возникают из-за того, что для наименее вязких прослоев замковые части складок являются местными областями нагнетания. Крылья значительно развитых складок продольного изгиба оказываются для этих прослоев областями выжимания, одновременного со сдвигом. Наиболее вязкие слои в замках складок продольного изгиба испытывают сложную деформацию продольного сжатия и одновременного чистого изгиба. Поэтому со стороны выпуклой их поверхности могут появляться растягивающие продольные напряжения, а с вогнутой стороны сжатие становится максимальным. Касательные напряжения оказываются наибольшими возле вогнутых участков поверхности слоя, где в природных складках можно видеть наибольшую интенсивность развития трещин скалывания и кливажа (рис. 71, в). Появление растяжения возле выпуклых участков поверхности слоя вызывает резкие искривления траекторий максимальных касательных напряжений и более или менее параллельных им поверхностей скалывания (рис. 71, з). Кривизна этих сколов первичная.

Поскольку продольный изгиб возникает при сложном сочетании внешних сил и свойств слоистой толщи, в чистом виде этот механизм проявляется редко. Чаще встречаются складки смешанного происхождения, у которых разные пачки деформировались различным образом (рис. 71, д). На моделях нами отмечено, что нагрузка, нормальная к слоистости s , вверх по разрезу ослабевает, и поэтому продольный изгиб чаще развивается в верхних слоях, чем в нижних. Благодаря местным изменениям давления, нормального к слоистости, в одних и тех же слоях могут наблюдаться то складки продольного изгиба, то складки продольного расплющивания (рис. 71, е).

ОБЛАСТИ ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБАНИЯ

В областях поперечного изгиба активное сжимающее усилие перпендикулярно слоистости и распределено по ограниченной площади одной поверхности толщи. Анализ геологических материалов по многим районам показал, что при росте антиклинальных складок поперечного изгиба общее распределение напряжений в них (рис. 72, з) часто бывает близким к тому, которое свойственно однородным моделям (рис. 72, а—д), исследовавшимся автором [179, 184] и А. М. Сычевой-Михайловой [638]. Два главных максимума касательных напряжений находятся на крыльях складок. Третий более слабый максимум, не всегда проявляющийся в моделях, отмечается на своде. Он свойствен начальной стадии роста антиклинали (рис. 72, в—з). Если ширина поднятия больше мощности деформируемой толщи, этот максимум раздваивается (рис. 72, д). В зависимости от соотношений механических свойств материала того участка, который оказывает активное усилие, и свойств материала деформирующейся толщи, касательные напряжения на крыльях складок распределяются несколько различным образом. Во всех случаях непосредственно над площадью приложения активного усилия располагается участок с повышенным всесторонним сжатием. Охарактеризованное поле напряжений определяет системы разрывов, осложняющих складки поперечного изгиба. На их сводах сверху вниз разрастаются сбросы. На крыльях снизу вверх растут взбросы (или крутые сбросы). Вместо них могут возникать кулисообразные ряды трещин отрыва

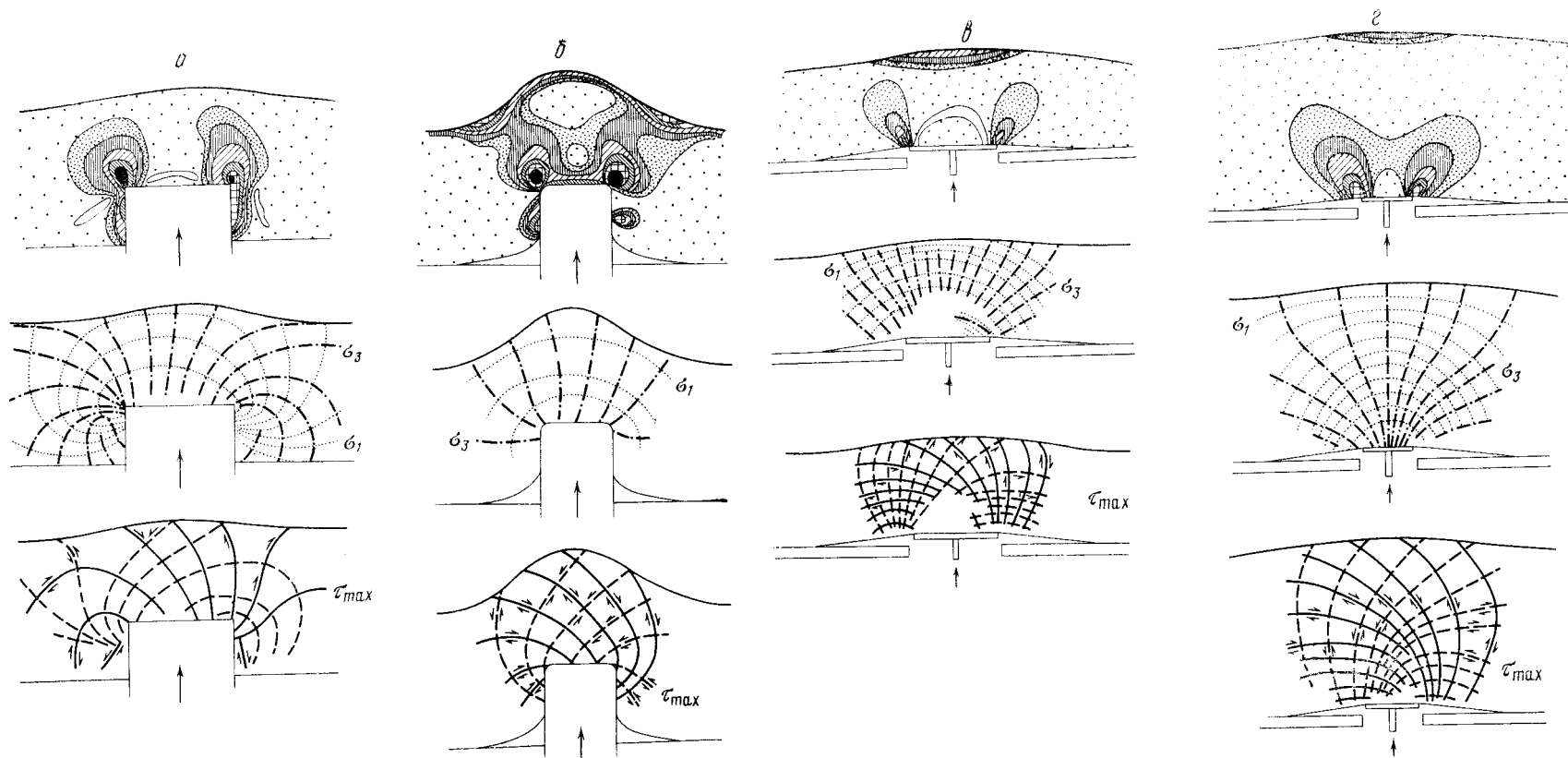
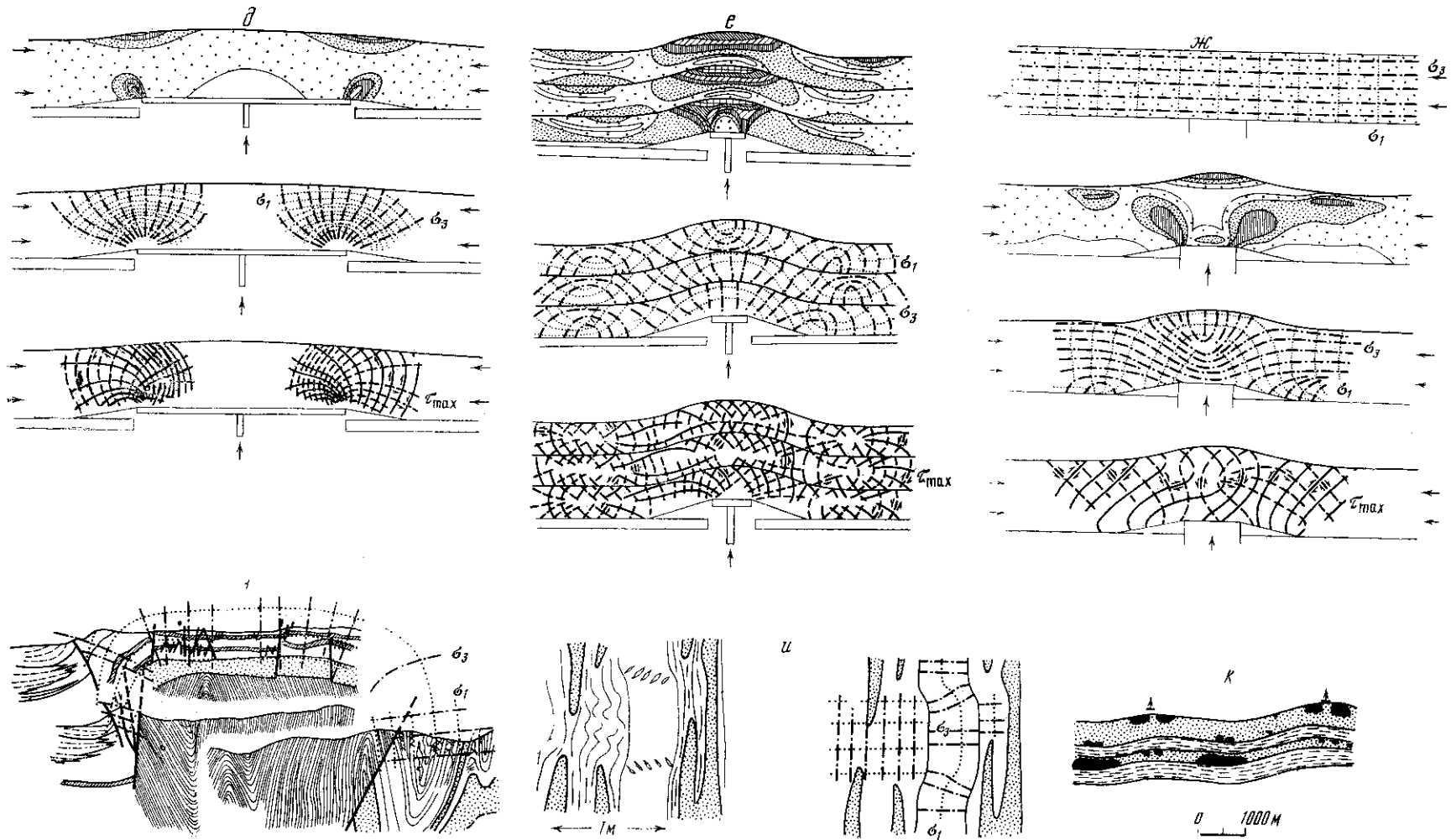
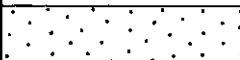


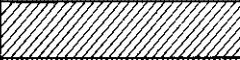


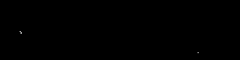




Рис. 72. (начало)





Цвет интерферен- ционной окраски модели	Обозначение цвета	30%-ный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте		30%-ный студень желатины	
		$\tau_{\max}, \Gamma/\text{см}^2$	$\tau_{\max}, \text{отн. вел.}$	$\tau_{\max}, \Gamma/\text{см}^2$	$\tau_{\max}, \text{отн. вел.}$
Серый					
Желтый I		3,3	0,66	12,0	0,8
Красный I		5,0	1,00	15,0	1,0
Зеленый II		6,2	1,24	17,0	1,2
Желтый II		7,6	1,52	24,0	1,6
Красный II		10,2	2,04	30,0	2,0
Зеленый III		11,3	2,26	34,5	2,3
Желтый III		12,7	2,54	37,5	2,5
Красный III		15,0	3,00	45,0	3,0
Зеленый IV					

1

 2

 3

 4

 5


 6

Рис. 72. Область поперечного изгиба-

ния
а – ж – распределение напряжений в мо-
делях (при уменьшении размеров моделей
в 100 000 раз): а – пластичная модель из
30%-ного раствора этилцеллюлозы в бен-
зиловом спирте [184, 516], б – ж – упругие
модели из 30%-ных желатиновых студней
[180, 512]: 1 – динамооптическая таблица
для сопоставления интерференционных
окрасок с величиной напряжений; 2 – тра-
ектории σ_1 , 3 – траектории σ_3 , 4, 5 – траек-
тории правых и левых максимальных кас-
ательных напряжений τ_{\max} ; б – активные
усиления; з – профили с траекториями
главных нормальных напряжений в анти-
клинали хр. Каратау; и – вертикальное
обнажение складок и трещин в фаменских
песчаниках и известняках хр. Каратау
(слева) и траектории главных нормальных
напряжений в том же обнажении (справа);
к – схема расположения железорудных тел
(черное) в литологически благоприятных
слоях (Кривой Pot) [689, 690]. Различные
штриховки в з, и, к обозначают слои раз-
ного состава и возраста

(рис. 72, и). На глубине в крыльях образуются также пологие разрывы (см. гл. 22). Чаще вместо них происходят смещения вдоль поверхностей напластования, имеющих сходное направление. Слабое дополнительное общее сжатие, продольное к слоистости, существенно влияет на поле напряжений и способствует формированию надвигов, пологих около дневной поверхности, но приобретающих с глубиной все более крутой наклон (рис. 72, ж).

Слоистость толщ горных пород создает осложнения основного поля. В моделях, состоящих из нескольких слоев, трение между которыми доведено до минимума при помощи смазки, влияние слоистости проявляется в преувеличенном виде. Оно заключается в ослаблении максимумов касательных напряжений на крыльях складок и в усилении касательных напряжений в осевой части складки. Напряженное состояние каждого слоя определяется одновременно действующими на него изгибающими моментами сил, поперечным к слою слабым сжатием и продольным растяжением. В этих условиях в каждом слое нейтральная поверхность оказывается приближенной к вогнутой части поверхности слоя, а наибольшие касательные напряжения действуют около выпуклой поверхности.

Перечисленные разрывы продольны по отношению к оси складки. Их появление изменяет поле напряжений, и поэтому в дальнейшем развиваются поперечные разрывы [179].

Деформация поперечного изгиба — одна из наиболее распространенных в земной коре. Она часто охватывает весь осадочный покров, но вместе с тем может встречаться и в отдельных слоях внутри него. Активное поперечное усилие нередко вызывается деформацией другого типа (например, продольным расплющиванием), развивающейся в соседних слоях (рис. 72, и). Места, где при поперечном изгибе максимальные касательные напряжения достигают наибольшей величины, являются участками снижения всестороннего сжатия. Они обладают повышенной трещиноватостью и отличаются высокой проницаемостью для рудоносных растворов. Поэтому эти участки особо благоприятны для оруденения (рис. 72, к).

ОБЛАСТИ СДВИГАНИЯ

В областях сдвига активные усилия включают пару сил, касательных к поверхностям деформируемого тела. Отдельные участки, а также слои в деформируемой толще часто подвергаются деформации простого сдвига, которая проявляется самостоятельно или совместно с какой-либо другой деформацией (рис. 73). Действующее при этом поле напряжений можно рассматривать как результат суммирования двух полей напряжений, свойственных деформации простого сдвига и той деформации, которая развивается совместно с ней. В этих случаях приходится говорить о механизме сложного сдвига. Этот механизм играл существенную роль при формировании структуры ряда рудных месторождений.

Поле напряжений в горных породах в области, испытывающей пластическую деформацию простого сдвига, не зависит от величины этой деформации. Траектории главных нормальных напряжений располагаются под углом 45° к направлению сдвига. Траектории действия максимальных касательных напряжений одного знака (одноименных с направлением сдвига) параллельны внешним активным касательным силам, вызывающим деформацию простого сдвига. Траектории максимальных касательных напряжений противоположного знака перпендикулярны к направлению сдвига (см. рис. 31, б) [177, 179].

Дополнительное сжатие, перпендикулярное к направлению сдвига, вращает оси напряжений по направлению сдвига, тогда как такое же растяжение вызывает вращение осей против направления

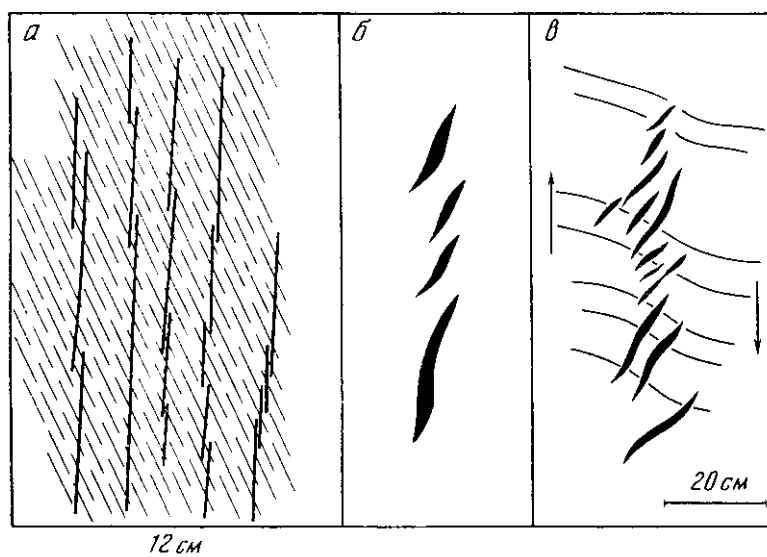


Рис. 73. Кулисообразные ряды трещин области сдвига

a — трещины скалывания (по В. А. Невскому); *б* — трещина отрыва (по Ю. С. Шихину); *в* — трещины отрыва (по М. В. Гзовскому)

сдвига. В обоих случаях угол поворота осей меньше 45° . В силу того что трещины скалывания в горных породах часто возникают по направлениям, отклоняющимся от траекторий максимальных касательных напряжений (если угол скалывания меньше 45°), даже при простом сдвигании кулисообразный ряд трещин может состоять из разрывов сколового типа. При изображенном на рис. 31, в правом сдвиге возникает правый ряд кулисообразно расположенных трещин скалывания (дойдя до конца трещины, для нахождения следующей надо повернуться налево). Дополнительное сжатие не изменяет этого соотношения (рис. 31, д), тогда как дополнительное растяжение вызывает при правом сдвигании правый ряд трещин скалывания (рис. 31, з). Соотношение рядов трещин отрыва с направлением сдвига качественно не зависит от дополнительного сжатия или растяжения. Поэтому направление смещения по крупному разрыву наиболее достоверно устанавливается по оперяющим его трещинам отрыва.

ОБЛАСТИ, ОКРУЖАЮЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ

Влияние тектонических разрывов на распределение напряжений вокруг них может обсуждаться в основном на примерах однородных плоских моделей [180, 184]¹. Возле конца разрыва, на линии, продолжающей его направление, касательные напряжения обычно оказываются повышенными по сравнению с их первоначальной величиной. На прямой, которая перпендикулярна к той же линии и проходит через конец разрыва, напряжения после появления разрыва уменьшаются. Если разрыв выходит на свободную поверхность модели, то возле его окончания напряжения обычно снижаются. Вдоль средней части разрыва касательные напряжения чаще всего снижаются, но на некотором расстоянии в стороне от разрыва они иногда бывают повышенными или сохранившими первоначальную величину. На отдельных участках, там, где смещение крыльев разрыва затрудняется из-за неровностей его шва, происходит

¹ См. сноску на стр. 69.— *Прим. ред.*

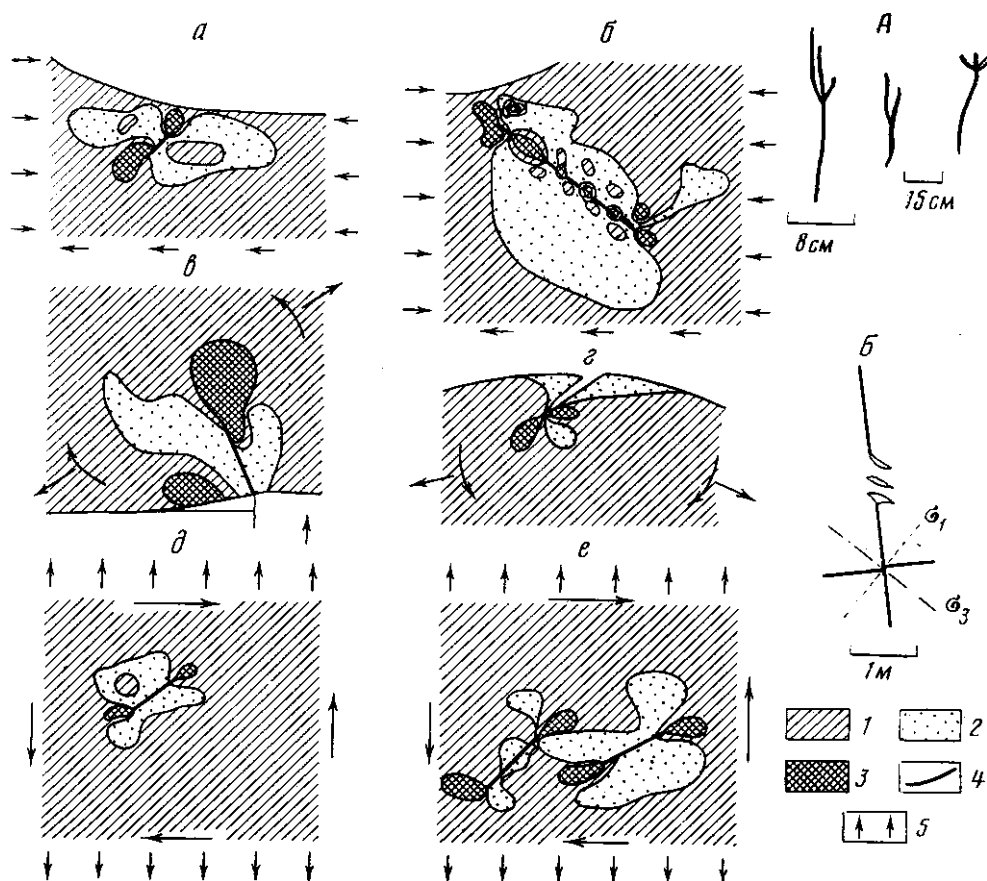


Рис. 74. Влияние разрывов на напряженное состояние моделей и горных пород

a — e — изменение величины максимальных касательных напряжений в моделях около прорезей, имитирующих природные разрывы: *a* — разрыв в верхней части крыла антиклинали продольного расплющивания, *б* — серия разрывов на противоположном крыле аналогичной антиклинали, *в* — разрыв в нижней части крыла антиклинали поперечного изгиба, *г* — разрыв в своде антиклинали поперечного изгиба, *д* — разрыв в области сдвига с растяжением, *е* — два разрыва в той же области. 1 — напряжения в моделях не меняются; 2 — снижение касательных напряжений; 3 — повышение касательных напряжений; 4 — прорези (разрывы); 5 — внешние усилия. А — веера трещин скалывания и отрыва около окончаний более крупных сколов (по В. А. Нескому); Б — появление кулисообразного ряда отрывов между окончаниями двух трещин скалывания (по М. В. Гзовскому)

местное увеличение касательных напряжений в непосредственной близости от разрыва. Здесь часто возникают условия сложного сдвига. Значительное повышение напряжений происходит в узких промежутках между окончаниями соседних разрывов (рис. 74, *a—e*).

В местах наибольшего повышения касательных напряжений в моделях они увеличивались в 1,7 раза. Наибольшее снижение напряжений было в 0,6 раза. Эту величину принято называть коэффициентом концентрации напряжений. В случае соприкосновения по разрыву пород с резко разными механическими свойствами напряженное состояние крыльев нарушения оказывается различным. Несимметричное распределение напряжений в крыльях разрыва возникает также при разном приложении действующих на них внешних сил.

Кроме величины напряжений, тектонические разрывы могут изменять также направления действия напряжений в окружающей их области [181, 182, 195]. Поэтому можно предположить ряд явлений: 1) изменение

направления дальнейшего роста разрыва, являющееся одной из возможных причин появления разрывов с первичной кривизной; 2) ветвление разрывов возле их окончаний; 3) изменение характера разрушения пород у окончаний крупных разрывов, например появление отрывов вместо сколов. Различные типы изменений разрывов около их окончаний были описаны рядом исследователей [84, 155, 357, 561], некоторые их примеры приведены на рис. 74, А, Б. При исследовании, как природные разрывы влияют на напряженное состояние земной коры, многое может быть выяснено методами сейсмологии.

Приведенные краткие характеристики нескольких механизмов тектонических нарушений и свойственных им полей напряжений не включили многих, иногда существенных деталей. Нами не обсуждались те трудности, которые возникают при изучении и появятся в дальнейшем при попытках использования тектонических полей напряжений. Эти трудности обусловлены прежде всего сложностью полей напряжений, испытывающих влияние больших неоднородностей структуры и анизотропии земной коры. По этой причине тектонические поля напряжений обычно многостепенны, т. е. содержат многочисленные осложнения, свойственные отдельным группам слоев и участкам самой различной величины.

Вследствие неравномерности тектонических движений, проявляющейся во времени, участки со сходным геологическим строением могут на протяжении некоторых промежутков времени обладать разными полями напряжений. Даже при устойчивой направленности тектонических движений и внешних активных усилий отдельные складки и разрывы последовательно проходят в своем развитии несколько стадий, отличающихся одна от другой разными полями напряжений (см., например, рис. 72, б, в).

Изучение природных объектов и моделей определенно показывает, что морфологически сходные нарушения могут возникать при различных механизмах деформирования. Общая характеристика морфологии складки или разрыва недостаточна для указания особенностей распределения напряжений, сопровождавших данную деформацию. Поэтому требуется углубленное исследование механизмов деформирования и установление особых признаков для диагностики каждого из них.

IV ТЕКТОНОФИЗИКА ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

ГЛАВА 24

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ СЕЙСМИЧНОСТИ

Разработка геологических критериев сейсмичности и их использование для прогноза землетрясений в различных районах являются задачей сейсмогеологических исследований, среди которых можно различать тектонические, геоморфологические и тектонофизические. Задача автора — рассмотрение геологических критериев сейсмичности лишь с тектонофизической точки зрения. Прежде всего предлагается для обсуждения следующее определение критериев. Геологическими критериями сейсмичности определенной территории называются геологические признаки степени ее сейсмической опасности, которая характеризуется наиболее вероятной максимальной силой будущих сейсмических толчков и ожидаемой повторяемостью их во времени.

Тектонофизический подход позволяет ставить вопрос о выяснении физического смысла геологических критериев сейсмичности. Для его решения следует специально рассмотреть уже известные геологические критерии сейсмичности. Кроме того, требуется определенное понимание основных физических особенностей процесса возникновения землетрясений и возможностей их прогноза. Поэтому значительное место мы уделили обзору состояния вопроса и литературы по проблеме прогноза землетрясений.

Исходные идеи, определяющие общую направленность исследований механизма возникновения землетрясений, были сформулированы еще в трудах основоположников инструментальной и описательной сейсмологии и сейсмогеологии Б. Б. Голицына [220], И. В. Мушкетова [477, 478, 480] и А. П. Орлова [511], которые четко связали землетрясения с геологическими явлениями — тектоническими разрывами, возникающими в процессе длительного развития деформационных структурных элементов земной коры и оболочки. Более подробные представления были выработаны в основном большим коллективом Геофизического института АН СССР под руководством Г. А. Гамбурцева. Его представления, обобщившие все достижения по проблеме прогноза землетрясений и определившие направления дальнейших усилий советских исследователей, опубликованы в 1955 г. [166, 167]¹.

¹ В последующие годы и в настоящее время работы по прогнозу землетрясений проводятся большим коллективом исследователей Института физики Земли АН СССР [553, 607 и др.]. — *Прим. ред.*

В приводимом ниже обзоре излагаются лишь представления, разделяемые автором, поэтому наш обзор не является полным.

Обобщая заключения многих исследователей по разным вопросам сложной и дискуссионной проблемы, автор не стремится к реферативному изложению, а фиксирует внимание на некоторых важных, с его точки зрения, положениях и вносит свое понимание в постановку ряда вопросов. Так, например, нами подчеркнута задача выявления и оконтуривания областей максимумов касательных напряжений. Обычно говорилось о напряжениях вообще, а значение именно касательных напряжений не подчеркивалось. В прошлом не было отчетливо сказано, что очагом землетрясения целесообразно считать не поверхность разрыва, а определенный объем, окружающий разрыв. Не обращалось внимание на то, что в одном и том же веществе образование разрыва, порождающего землетрясение, может происходить при различной величине напряжений, которая всегда должна быть меньше условно-мгновенной прочности того же вещества, установленной в лаборатории. Не была выдвинута на первый план мысль о том, что время возникновения землетрясения, вероятно, определяется величиной действующих напряжений. В предыдущих работах обычно проводится идея постоянства сейсмического режима во времени, тогда как нами обращается внимание на его неравномерность. Ниже нами будут рассмотрены возможности дальнейшего развития геологических критериев сейсмичности в направлении приближенной оценки силы и повторяемости землетрясений во времени.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ, ЛЕЖАЩИЕ В ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ СЕЙСМИЧНОСТИ

1. В настоящее время признано, что непосредственной физической причиной землетрясений является возникновение новых или обновление старых тектонических разрывов [64, 75, 113, 166, 167, 220, 257—263, 359—361, 385, 477—480, 510, 511, 531]. Поэтому принято считать, что при прогнозе землетрясений прежде всего следует заниматься выявлением тех участков земной поверхности, под которыми происходит наиболее интенсивное развитие разрывов. Последние могут либо выходить на поверхность, либо скрываться на глубине и не рассекать верхнюю часть коры.

Сейсмогеологические и макросейсмические данные, а также независимые от них результаты сейсмологических исследований [114, 321, 323, 324, 333, 382, 435, 436] заставляют считать, что не только поверхностные, но и нормальные, а также глубокофокусные землетрясения связаны лишь с разрывами сколового типа. Отрывы слабо сейсмичны. Поскольку физической причиной развития сколов является действие касательных напряжений, оказывается, что при прогнозе землетрясений большое внимание должно быть уделено выявлению областей, характеризующихся повышенными величинами максимальных касательных напряжений в земной коре и в подкоровой части Земли. В дальнейшем для краткости такие области будут именоваться максимумами касательных напряжений.

Эта, сама по себе не новая, мысль не была до сих пор выдвинута в качестве одного из важнейших положений при прогнозе землетрясений. Г. А. Гамбурцев [166] считал, что прогноз землетрясений должен основываться на знании того, где на глубине проходят уже существующие крупные разрывы, являющиеся «сейсмическими швами». Эти швы представлялись ему в виде узких зон частично залеченных разрывов с ослабленной прочностью, которые разделяют более прочные блоки. Поэтому мы можем допустить, что напряжения в пределах сейсмических швов необязательно должны быть выше, чем в окружающих их блоках. Вероятно, не исключена возможность того, что в прочных блоках напряжения могут быть даже выше, чем в сейсмических швах. Г. А. Гамбурцев

вместе с тем отмечал, что не всякая зона разрывов, видимая на земной поверхности, является следом сейсмического шва и что не всякий сейсмический шов сейсмогенетичен в настоящее время. Кроме сведений о происшедших сильных землетрясениях, Г. А. Гамбурцев не указал других достоверных показателей степени сейсмической активности шва.

Предлагаемая нами задача выявлять и оконтуривать максимумы касательных напряжений не совпадает с задачей обнаруживать и трассировать сейсмически активные глубинные разрывы. Мы считаем, что глубокие части земной коры расчленены густой сетью залеченных тектонических разрывов. Они имеются в любом участке, но обновляются и становятся сейсмогенетичными только в тех участках, которые испытывают повышенные касательные напряжения. Конечно, нельзя исключать возможность возникновения и новых тектонических разрывов.

Вероятно, в одном максимуме напряжений может сформироваться как один, так и много сейсмических швов различных порядков. Оконтуривая максимум напряжений, можно было бы констатировать не только уже существующие и проявившие себя швы, но и всю область, в которой возможно появление новых швов. Поэтому мы считаем, что представление о необходимости выявлять и оконтуривать максимумы касательных напряжений является более широким и перспективным, чем установка на одно лишь трассирование сейсмических швов. Задачу выявления сейсмических швов мы считаем при этом весьма важной, но составляющей лишь часть задачи оконтуривания максимумов напряжений.

2. Выявление максимумов касательных напряжений можно производить различными методами, однако следует считать, что в целом задача будет успешно решена лишь в результате комплексных геологических и геофизических исследований. Находящиеся в напряженном состоянии породы земной коры и подкоровое вещество одновременно испытывают упругие и пластические деформации. С большей или меньшей интенсивностью в них развиваются также тектонические разрывы. Интересующие нас места с повышенными касательными напряжениями должны обладать следующим рядом особенностей, которые следует использовать в качестве признаков особой напряженности, а значит, и критериев сейсмической опасности этих мест:

а) Наличие разрушительных землетрясений, если они были отмечены в прошлом. Поэтому большое значение имеют сейсмостатистические исследования Ф. Монтесю де Баллора, Б. Гутенберга и Ч. Рихтера, Е. Ф. Саваренского, А. Зиберга, Е. И. Бюса, Е. А. Розовой, А. Я. Левицкой, Н. А. Линден, Н. А. Введенской [103—108, 121, 394, 395, 403, 404, 593—595, 601-605, 797, 845, 880]. Однако в малонаселенных районах и при плохой изученности истории населенных пунктов использование сейсмостатистики оказывается ограниченным.

б) Даже при отсутствии сильных землетрясений (связанных со смещениями по крупным разрывам) в областях максимумов касательных напряжений происходит непрерывное формирование разбросанных внутри них многочисленных мелких изолированных разрывов, создающих большее «сейсмическое потрескивание» повышенно напряженных областей по сравнению с менее напряженными. Это явление, привлекавшее особое внимание Г. А. Гамбурцева, изучалось рядом исследователей [8, 164, 170, 171, 490, 680, 681].

Первые две физические особенности областей максимумов касательных напряжений позволяют выявлять их при помощи сейсмологических методов. Благодаря специально разработанной сейсмической аппаратуре, появилась возможность намного более точной регистрации сейсмических толчков различной силы и отчетливое установление областей максимумов сейсмического потрескивания. Экспедиционные исследования в ряде районов подтвердили возможность обнаружения и трассирования отдельных зон концентрации очагов слабых сейсмических толчков.

в) В пределах максимумов касательных напряжений следует ожидать слабого изменения упругих свойств вещества, отражающегося на скоростях прохождения упругих волн. С сейсмологическими целями это явление исследовалось в лабораторных условиях и в шахтах М. П. Воларовичем и Д. Б. Балашовым, Ю. В. Ризниченко, В. И. Мячкиным и О. И. Силаевой [22, 580, 586, 588].

г) Теоретически выяснено (В. И. Кейлис-Борок и Э. Н. Бессонова), что характер упругих колебаний должен изменяться при прохождении через участки с повышенными напряжениями.

д) Экспериментально установлено, что магнитная восприимчивость горных пород зависит от величины напряжений и поэтому аномалии магнитного поля Земли могут быть использованы для выявления тех мест, в которых с течением времени происходят изменения напряженного состояния (А. Г. Калашников, С. П. Капица, М. А. Грабовский и Э. И. Пархоменко [241, 313, 314]).

е) В областях максимумов касательных напряжений повышаются скорости пластических деформаций. Поскольку в Земле, по-видимому, преобладают вертикальные перемещения вещества, для областей максимумов касательных напряжений, вероятно, характерны повышенные градиенты скоростей современных вертикальных движений². Эти движения выявляются геологическими, геодезическими и геофизическими методами [35, 42, 46, 78, 80, 308, 311, 438, 496, 497]. Таким образом, мы принимаем, что области максимумов скоростей пластической деформации совпадают с областями максимумов градиентов скоростей движений земной коры.

3. Геологическими методами (Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым и др.) было достоверно установлено, что движения отдельных участков земной коры, связанные с подкоровыми явлениями, обладают определенной длительной направленностью [40, 42, 175, 695, 697]. Направленными движениями обусловлено образование внутри земной коры различных деформационных структурных элементов (поднятий, прогибов и т. д.), а на ее поверхности — разных типов рельефа. С теми же движениями связано появление максимумов напряжений и, наконец, порождаемых ими разрывов и землетрясений. Следовательно, направленность и средние скорости пластической деформации земной коры в течение значительных промежутков времени можно выявлять, анализируя структурные формы в земной коре и рассматривая рельеф земной поверхности при помощи тектонических и геоморфологических методов.

Тектонические методы позволяют говорить о средних градиентах скорости вертикальных движений земной коры для промежутков времени в миллионы и десятки миллионов лет; геоморфологические методы — для десятков тысячелетий, тысячелетий и, в редких случаях, для столетий. Непосредственное измерение величин средних градиентов скорости вертикальных движений поверхности Земли для десятилетий и лет осуществляется геодезическими методами. Измерение градиентов скорости вертикальных движений поверхности Земли для еще более коротких промежутков времени производится наклономерами В. Ф. Бончковского и сеймонаклономерами Г. А. Гамбурцева.

Длительно проявляющаяся направленность тектонических движений определяет локализацию сильных землетрясений в определенных районах и более или менее равномерную их повторяемость в среднем за некоторые промежутки времени. Это является основанием для широко распространенного представления о постоянстве сейсмического режима во времени, которое принято почти для всех современных карт сейсмиче-

² В дальнейшем автор допускал возможность широкого проявления в ряде областей горизонтальных движений земной коры. В таких областях выявление градиента вертикальной составляющей скорости тектонических движений недостаточно для характеристики величин касательных напряжений. — *Прим. ред.*

ского районирования. Это же предположение в качестве одной из основных гипотез принималось и Г. А. Гамбурцевым [166].

4. Деформации и напряжения, вызываемые подкорковыми глубинными процессами, хотя и развиваются длительное время с одной и той же направленностью, однако это не исключает резких коренных преобразований процесса деформирования. Геологическими и другими методами было установлено, что направленность движений отдельных участков земной коры закономерно изменяется [35, 40, 42, 46, 175, 316, 475, 496, 497, 549, 646, 676, 678, 679]. На местах бывших морей поднимаются горные хребты (Копет-Даг, Кавказ, Карпаты). Участки с высоким рельефом погружаются и покрываются морем (Средиземное море, Охотское море, опущенные в Черном море части гор Крыма и Кавказа). Даже при одной и той же направленности деформации развиваются неравномерно, прерывисто, временами изменяя знак на обратный. Геодезическими методами выявлено, что существуют периоды изменения деформаций, а значит и напряжений, длительностью около десяти лет. Имеются исторические данные и геодезические наблюдения, позволяющие предполагать периоды длительностью в десятки лет. Наличие периодов в сотни лет не вызывает сомнений (история храма Сераписа).

Для прогноза землетрясений необходимо иметь представление не только о том, как распределены напряжения в Земле в настоящее время, но и как может измениться распределение напряжений в будущем на протяжении последующих лет, десятилетий и столетий. Из-за неравномерности движений современное распределение напряжений в некоторых районах может являться кратковременным отклонением от обычного распределения, связанного с основной направленностью деформаций. Поэтому при прогнозе мест сильных землетрясений далекого будущего (несколько десятилетий, столетия) мы должны пытаться учитывать направленность развития деформаций земной коры.

Необходимость учета направленности и неравномерности тектонических движений и обусловленной ими неравномерности сейсмической активности во времени подтверждается рядом примеров, которые можно найти у Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [273]. В Японии, в районе Тиосене, отличающемся слабой современной сейсмичностью, 300 лет назад часто происходили сильные землетрясения. Необычно большое количество сильных землетрясений имело место в течение 9 лет (с 1925 по 1933 г.) в Индийском океане на участке с координатами 34° ю. ш. и 57° в. д. Чрезвычайно большое количество разрушительных толчков было в Палестине и Сирии в XI и XII вв.

Как известно, в 1948 г. сейсмическая активность Ашхабадского района резко усилилась по сравнению с несколькими предыдущими столетиями. Много показательного материала о неравномерности сейсмической активности во времени можно найти в работах Е. И. Бюса [106—108] по Закавказью. Так, район окрестностей Еревана и близлежащей части Ирана отличался особо высокой сейсмичностью в IX в. После длительного периода со слабой сейсмичностью землетрясения здесь снова усилились и участились на протяжении с XVIII по XX в. В районе Шемахи в восточной части Большого Кавказа, где в прошлом было много землетрясений, особенно сильных в XII, XVII и XIX вв., в течение последних 50 лет отмечалось необычное сейсмическое затишье. В последние годы сейсмичность здесь снова стала усиливаться.

В связи с этими фактами ясно, что прогноз возможности усиления сейсмичности какого-либо района, по сравнению с предыдущими десятилетиями и столетиями, весьма актуален и практически не менее важен, чем подтверждение того, что в будущем ожидаются толчки, подобные уже происходившим в прошлом. Широко используемая при сейсмическом районировании гипотеза о постоянстве среднего сейсмического режима определенной территории нуждается в существенном дополне-

нии в виде оговорки о том, что постоянство режима можно констатировать лишь для ограниченных промежутков времени. Длительность таких промежутков необходимо специально выявлять. Наряду с этим условным и весьма ограниченным постоянством режима важно отмечать его непостоянство для иных промежутков времени.

5. В проблеме прогноза землетрясений обычно различают три основных вопроса: прогноз места, силы и времени сотрясения. Решение каждого из них требует знания особенностей распределения напряжений в областях их максимумов.

Проще всего решается вопрос прогноза места землетрясения: можно говорить, что его эпицентральная область должна располагаться над максимумом напряжений, внутри которого может находиться несколько сейсмических швов.

Для разработки принципов прогноза силы землетрясения перспективным, по-видимому, является следующее направление. Основываясь на том, что энергия самых сильных землетрясений в 10^{17} раз и более превосходит энергию слабых сейсмических толчков, тогда как разрушающие напряжения изменяются в менее широких пределах, Г. А. Гамбурцев пришел к выводу, что энергия землетрясения в основном определяется объемом его очага [340]. Эта зависимость была математически выражена Х. Бениоффом [737] и К. Булленом [751]. Из данного представления следует, что необходимо определять объем областей максимумов касательных напряжений и выяснять, насколько в разных областях могут снижаться напряжения в результате развития разрывов [182].

Для прогноза времени возникновения землетрясения привлекалось представление о том, что разрыв возникает тогда, когда постепенно поднимающиеся напряжения достигнут критической величины. Длительность подъема напряжений при определенной скорости деформации земной коры определялась В. А. Магницким [426, 428] по уравнению Максвелла, которое привлекается рядом сейсмологов при рассмотрении земной коры [750, 792].

Мы выдвигаем для обсуждения следующее представление, которое потребует усложнения этой точки зрения В. А. Магницкого. Прежде всего нужно обратить внимание на установленную рядом физиков закономерность зависимости прочности материалов от длительности действия напряжений. Изучение разрушения различных материалов (но не горных пород) [300] показало, что необходимая для возникновения отрыва длительность действия нормальных растягивающих напряжений зависит от величины этих напряжений σ и двух величин δ и ζ , характеризующих свойства материала при данной температуре:

$$\delta = \delta \exp \left| -\frac{\sigma}{\zeta} \right|, \quad (1)$$

где δ имеет размерность времени; ζ — размерность напряжения (см. гл. 7). Важно указать, что молекулярная теория прочности Г. М. Бартенева [27] позволяет считать зависимость (1) справедливой в большом диапазоне времени, достаточном для рассмотрения интересующих нас геологических процессов. Следует отметить также, что непосредственное использование уравнения (1) для рассмотрения вопросов, связанных с прогнозом землетрясений, затрудняется не только тем, что при его установлении не испытывались горные породы, но и тем, что (1) описывает процесс образования поверхностей отрыва, тогда как землетрясения вызываются развитием поверхностей скалывания. Однако опубликованные данные о разрушении горных пород при длительном действии напряжений [784, 853] позволяют предполагать, что у горных пород необходимая для разрушения длительность действия напряжений является или степенной, или показательной функцией величины напряжений, сходной с (1). Вероятно, это представление может относиться к

образованию как отрывов, так и разрывов сколового типа, вызываемых действием касательных напряжений³. Приняв такое представление в качестве рабочей гипотезы, можно считать, что промежуток времени, отделяющий момент установления напряжений от момента возникновения землетрясения, определяется величиной напряжений и прочностными свойствами вещества. В силу степенной или показательной зависимости, небольшое ослабление напряжений должно значительно увеличивать время до возникновения землетрясения.

После каждого землетрясения, являющегося результатом условно-мгновенного смещения по разрыву и перехода части потенциальной энергии условно-мгновенной упругой деформации в кинетическую энергию сейсмических колебаний, поле напряжений в недрах Земли изменяется и устанавливается новое распределение напряжений. Чем сильнее ослабились напряжения и чем в большем объеме произошло это ослабление, тем больше выделилось энергии, т. е. тем сильнее было землетрясение, так как известно, что при равенстве прочих условий сила землетрясения определяется энергией его очага. От величины напряжений в установившихся после землетрясения максимумах зависит длительность времени до следующего землетрясения. Сила его снова будет определяться тем, насколько и в каком объеме снизятся напряжения при новом смещении по тектоническому разрыву.

Вследствие неравномерности и прерывистости тектонических движений установление нового напряженного состояния может быть обусловлено не только развитием разрывов, но и изменением знака тектонического движения некоторого участка земной коры. Это изменение вместе со временем установления нового напряженного состояния может быть отмечено геодезическими методами или наклономерами.

Специальным вопросом является изыскание непосредственных предвестников приближения времени землетрясения. Г. А. Гамбургцевым [166] было выдвинуто предположение, что перед сильным землетрясением должны существовать некоторые особенности в физическом режиме земной коры — прежде всего в ее сейсмическом режиме и режиме медленных колебаний. Перечисляя ряд предположений, он констатировал, что ни по одному из них не получено еще определенных результатов. Экспериментально обоснованными предположениями о возможных признаках для прогноза землетрясений за несколько суток, часов или минут нам представляются те, которые связаны с использованием геоакустических колебаний с частотой в десятки и сотни герц. Эти колебания являются более высокочастотными по сравнению с обычно регистрируемыми естественными сейсмическими волнами (единицы герц и менее). В 1950 г. М. С. Анцыферовым [9] было высказано предположение, что при образовании мелких частных тектонических разрывов возникают упругие колебания, максимум энергии которых приходится на значительно более высокие частоты, нежели при смещениях по крупным разрывам. Поскольку имеется представление, что сопровождающееся землетрясением смещение по крупному разрыву предваряется развитием многочисленных мелких, постепенно укрупняющихся разрывов [64, 176, 181, 216], М. С. Анцыферов предположил, что перед землетрясением должны иметь место постепенно усиливающиеся геоакустические колебания, у которых происходит смещение максимума энергии на все более низкие частоты.

Эти представления разделяются рядом исследователей и были подтверждены О. Г. Шаминой [693] при разрушении образцов из горных пород в лабораторных условиях. Кроме того, ею был выяснен различный характер колебаний, возникающих при образовании отрывов, которые

³ Впоследствии в работах [634, 649] было подтверждено, что разрушение горных пород при скальвании подчиняется зависимости типа (1).— *Прим. ред.*

считаются нами сейсмически неопасными, и сколов, которые, как известно, вызывают землетрясения.

Еще одна перспектива краткосрочного прогноза связана с возможностью отыскания электромагнитных предвестников землетрясений, исследовавших А. Н. Тихоновым и др. [647], В. Ф. Бончковским [79] и А. Г. Калашниковым [313] ⁴.

6. Развитие разрывов приводит не только к снижению напряжений, но и к их перераспределению, в результате чего при некоторых условиях может происходить их концентрация в отдельных частях первоначального максимума [606]. В зависимости от того, как перераспределяются напряжения и каковы объемы мест их вторичной концентрации, можно ожидать по мере дальнейшего развития разрывов либо увеличения силы землетрясений и их учащения, либо их ослабления и более редкого проявления.

Задача определения объемов и изменений внутреннего строения областей максимумов напряжений в недрах Земли при помощи геофизических методов находится в стадии постановки. Она осложняется тем, что влияние напряжений на упругие свойства горных пород ослабевает по мере увеличения напряжений [142, 143, 588]. Поэтому большое значение должны иметь комплексные работы, включающие: рассмотрение очагов весьма слабых сейсмических толчков, возникающих внутри изучаемых областей максимумов напряжений; выяснение изменений характера колебаний, проходящих сквозь максимум; тектонофизические исследования, при которых распределение напряжений связывается с развитием наблюдаемых структурных элементов земной коры [177—183]. Тектонофизические исследования должны способствовать построению гипотез о наиболее вероятном распределении областей максимумов, об их внутреннем строении и направленности развития. Таким образом, при изучении максимумов касательных напряжений должны сочетаться геофизические и тектонофизические методы.

7. Из сказанного выше следует, что в общем комплексе критериев сейсмической опасности, наряду с геофизическими (особенно сейсмологическими), большое значение должны иметь и геологические критерии. Они всегда должны рассматриваться в совокупности со всеми геофизическими и инженерно-сейсмологическими критериями.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ИХ ФИЗИЧЕСКИЙ СМЫСЛ

1. Опираясь на геологические данные, можно устанавливать:

- а) средние скорости пластического деформирования земной коры и общую направленность этого процесса;
- б) области наибольшего развития тектонических разрывов;
- в) закономерности распределения напряжений, сопровождающих развитие различных структурных элементов земной коры (тектонические поля напряжений).

Последняя задача решается путем восстановления тектонических полей напряжений, сопровождающих рост различных древних структурных элементов земной коры, а также путем изучения соответствующих моделей [178, 179] ⁵. Поэтому геологические критерии помогают строить предположения о вероятном распределении в пространстве областей максимумов тектонических напряжений, вызывающих землетрясения.

⁴ Современное состояние работ по изучению предвестников землетрясений отражено в [553, 607].— *Прим. ред.*

⁵ Весьма перспективным направлением тектонофизического изучения максимумов касательных напряжений является начатое в 70-х годах М. В. Гзовским и Д. Н. Осокиной с сотрудниками изучение на оптически чувствительных моделях локальных аномалий поля напряжений в участках коры, нарушенных тектоническими разрывами (см. [199, 213, 215, 516, 519, 523, 920] и гл. 31 и 35).— *Прим. ред.*

Если тектонические и геоморфологические исследования позволят указывать районы, в которых, скорее чем в других местах, могут иметься повышенные касательные напряжения, то тектонофизические исследования позволят строить гипотезы об особенностях распределения напряжений в каждом из таких районов.

Неравномерность тектонических движений во времени является причиной того, что не во всех районах, обладающих геологическими признаками повышенных напряжений и сейсмической опасности, в настоящее время действительно имеются повышенные напряжения и возникают землетрясения (западная часть Большого Кавказа, хр. Каратау в Южном Казахстане). Поэтому геологические критерии всегда должны рассматриваться в комплексе с геофизическими и прежде всего с сейсмостатистическими.

В результате проводившегося в основном в Геофизическом институте АН СССР изучения геологической обстановки возникновения землетрясений на всей территории СССР, и в особенности в Средней Азии и на Кавказе, был выяснен ряд тектонических и геоморфологических критериев сейсмичности. Эти критерии подробно обсуждались в работах разных исследователей [47, 64, 66, 67, 110, 112, 113, 125, 172, 222, 234, 238, 257—263, 359—361, 366, 385, 471, 477—480, 492, 510, 511, 531, 539—541, 544, 550, 566, 598]. Поэтому можно ограничиться перечислением основных критериев, представляющихся автору достаточно обоснованными.

2. При самом общем рассмотрении сейсмичности, когда обсуждается расположение на поверхности Земли главных сейсмических поясов, их следует констатировать:

а) вдоль границ океанических и континентальных частей земной коры; таковы, например, геологические условия возникновения землетрясений на Камчатке и в Японии; высокая сейсмическая активность побережья Средиземного моря обусловлена развитием на его месте впадин, имеющих много общего с океаническими, хотя они намного меньше по величине;

б) в областях альпийских геосинклиналей и активизированных платформ; поэтому территория СССР с юга и востока окаймлена поясом развития землетрясений; тем же объясняется сейсмичность области восточно-африканских грабенов, относящейся к числу активизированных зон на платформах с древним складчатым основанием;

в) в пределах тех участков платформы (особенно с герцинским складчатым основанием), где еще достаточно высока тектоническая подвижность, унаследованная от геосинклинальной стадии развития земной коры; таковы, например, землетрясения внеальпийской части Западной Европы.

Общим для всех указанных территорий является то, что современные и новейшие тектонические движения здесь особенно интенсивны и во многих местах градиенты скоростей тектонических движений весьма велики.

3. Переходя к деталям и пытаясь выяснить самые опасные места внутри сейсмических поясов, нужно констатировать, что наиболее частые и сильные землетрясения свойственны:

а) местам наибольшей структурной дифференцированности земной коры;

б) местам наибольших структурных «уступов» и «уклонов» (в частности, крыльям антиклинорий и крупных поднятий, расположенных непосредственно рядом с прогибами); этим объясняется концентрация эпицентров на периферии восточной части Большого Кавказа и вдоль северного и южного ограничений Тянь-Шаня. Во внутренних частях крупных поднятий (Тянь-Шань, Памир, осевая полоса Большого Кавказа) градиенты скоростей вертикальных движений меньше и сейсмичность здесь ослабевает;

в) местам наибольшей интенсивности современного развития тектонических разрывов (Таджикистан);

г) местам наиболее молодой вулканической деятельности, свидетельствующей о наличии крупных молодых разрывов (Ахалкалакское нагорье на Малом Кавказе);

д) местам наиболее дифференцированного рельефа тектонического происхождения (Таджикская депрессия);

е) местам наибольших уклонов и уступов в рельефе тектонического происхождения (Кеминский грабен, северный склон Гиссарской долины).

Общим для всех указанных мест является существование максимальных градиентов скорости новейших и современных тектонических движений. Вместе с тем важно подчеркнуть, что перечисленные признаки выражены вследствие длительно проявляющейся направленности тектонических движений.

В случае недавнего установления характерной для настоящего времени направленности движений наибольшая сейсмичность отмечалась:

ж) в тех местах, где происходит перестройка ранее созданной структуры и зарождаются или разрастаются вширь или по простиранию новые структурные элементы (Ашхабад, Красноводск, Шемаха); слабость структурного и геоморфологического выражения происходящих здесь движений не свидетельствует о малых их скоростях, так как эти скорости установились недавно;

з) в местах развития поперечных структурных элементов, зарождающихся на разных глубинах в земной коре и даже под нею. В последнем случае связанные с землетрясениями деформации нижних структурных элементов могут быть замаскированы деформациями верхних элементов и слабо отражаться на поверхности. Вероятно, таковы условия в поперечных зонах концентрации эпицентров (Ахалкалакско-Казбекская, Ашхабадская).

Следовательно, и в последних двух случаях мы также можем допускать существование весьма высоких градиентов скоростей тектонических движений. Их не всегда удастся констатировать геологическими методами лишь вследствие недавнего установления этих движений.

Таким образом, можно утверждать, что все тектонические и геоморфологические критерии сейсмичности отражают наличие большой величины среднего градиента скорости вертикальных движений земной коры за значительный, истекший промежуток времени, в течение которого эти движения привели к формированию структурных элементов земной коры и к выработке определенного рельефа на ее поверхности. Чем больше градиент скорости вертикальных движений, тем, в общем случае, большую скорость пластического деформирования земной коры можно ожидать. Если отвлечься от различий в механических свойствах (вязкости, прочности) отдельных участков земной коры, можно в самом первом приближении считать, что чем больше скорость пластического деформирования коры, тем выше могут быть действующие в ней касательные напряжения, вызывающие разрывы и землетрясения. Мы не будем здесь вдаваться в детали, которые приводят к заключению о возможности исключений из общего правила.

Итак, физический смысл геологических критериев сейсмичности заключается в том, что все они являются признаками повышенной средней скорости деформирования земной коры, а значит, и повышенных касательных напряжений (средних для значительного промежутка времени). Поэтому геологические явления, которые считаются критериями сейсмичности, и землетрясения связываются нами с одной общей причиной — действием повышенных касательных напряжений.

В изложенных представлениях не было привлечено использовавшееся рядом авторов (В. В. Белоусовым, М. В. Гзовским, В. А. Петрушев-

ским и др.) заключение о том, что качественным показателем сейсмичности может быть «контрастность» новейших тектонических движений, устанавливаемая методами геологии и геоморфологии. Термин «контрастность» не имеет ясного содержания, так как не было сформулировано, чем же она определяется: то ли градиентом скорости движений, то ли градиентом наблюдающегося перемещения, созданного в течение какого-то промежутка времени. На практике оба эти различных признака используются на равных правах и поэтому «контрастность» не имеет ни того, ни другого конкретного смысла. Поскольку мы считаем, что при прогнозе землетрясений следует опираться на градиенты скоростей движений, которым можно дать определенную физическую интерпретацию, во избежание недоразумений и путаницы термин «контрастность» лучше не применять.

4. Перечисленные геологические критерии должны использоваться совместно. Лишь по их совокупности с сейсмическими данными можно делать заключения о сейсмической опасности той или иной территории. Необходимость комплексного подхода можно подтвердить следующими примерами:

а) В Альпах, несмотря на отчетливую выраженность всех тектонических критериев, сейсмичность невысока, тогда как в расположенной по соседству Венгерской депрессии, где тектонические признаки не свидетельствуют о серьезной сейсмической опасности, известен ряд 8-балльных землетрясений. Объяснение слабой активности Альп находится благодаря геоморфологическим критериям, которые позволяют установить, что в Альпах в течение четвертичного периода произошло значительное замедление подъема гор, с чем должно быть связано ослабление тектонических напряжений. В Венгерской депрессии средние градиенты скоростей новейших движений невелики, и поэтому геоморфологическими признаками трудно объяснить ее высокую сейсмичность. Для этого следует обратить внимание не на новейшие, а на самые молодые современные движения, которые нужно изучать геодезическими и геофизическими методами.

б) Парадоксальные соотношения имеют место на юге Средней Азии, где в Гармской области сейсмичность выше, чем в находящейся по соседству Алайской долине и Заалайском хребте, тектонические и геоморфологические особенности которых таковы, что максимальную сейсмичность, казалось бы, нужно ожидать именно здесь, а не в Гармской области.

в) Тектонические и геоморфологические критерии свидетельствуют в пользу того, что на Кавказе сейсмически наиболее активной должна бы быть северо-западная половина Большого Кавказа. Здесь особенно активным представляется Черноморское побережье Кавказа на участке от Сухуми до Новороссийска, где геологическая обстановка еще более опасна, чем на сейсмичном южном берегу Крыма. Основываясь на одних только геологических критериях, эту часть Кавказа следовало бы относить по меньшей мере к 8-балльной зоне. Однако на основании сейсмостатистики эта зона причисляется к сейсмически наименее активным частям Кавказа в течение последних столетий [105—108]. Поэтому она включается в 6-балльную зону [318].

Все эти случаи несоответствия сейсмостатистики заключениям, основанным на одних только геологических критериях сейсмичности, по-видимому, надо рассматривать как результат неравномерности тектонических и сейсмических процессов во времени. Тектонические и геоморфологические признаки указывают на степень сейсмической опасности, исходя из средних градиентов скорости движений земной коры за значительные отрезки времени. Но они не дают нам возможности отмечать современные замедления или ускорения этих движений, которыми определяется специфика сейсмической активности «сегодняшнего дня».

Именно этот пробел в наших знаниях и является причиной отмечаемой местами неоднозначности соотношений между сейсмичностью и ее геологическими критериями. Указанный пробел должен заполняться в результате геофизических и геодезических наблюдений.

5. Неравномерность тектонических движений делает чрезвычайно сложной задачу прогноза силы землетрясений. При сейсмическом районировании предполагаемая сила будущих толчков большей частью указывается независимо от времени или средней частоты ⁶ возникновения землетрясений определенной силы. Это широко распространенное мнение было поддержано и Г. А. Гамбурцевым, сформулировавшим следующую гипотезу: «Сейсмический режим определенной системы сейсмических швов является постоянным в среднем для всей системы швов и за длительный промежуток времени (порядка нескольких сотен лет)» [166]. Такое представление обычно лежит в основе сейсмостатистического определения абсолютной максимальной сейсмической балльности. Для любого промежутка времени ее считают равной силе наиболее сильного из известных в прошлом землетрясений.

В порядке развития изложенного мнения следует пытаться принимать во внимание хорошо известную геологам неравномерность тектонических движений. Обращают на себя внимание и упоминавшиеся нами выше примеры значительной неравномерности сейсмической активности во времени.

Отмечавшиеся трудности согласования сейсмических и геологических критериев сейсмичности выше были связаны с представлением о непостоянстве сейсмического режима. Поэтому важно подчеркнуть необходимость учета неравномерности сейсмического режима при оценке максимальной силы будущих землетрясений. Вопрос о силе землетрясений в каждом районе следует рассматривать только по отношению к определенным интервалам времени.

Считая землетрясения связанными с тектоническими движениями, которые характеризуются многостепенной периодичностью, нельзя не ожидать сходной периодичности и в проявлениях сейсмичности. Если сейсмологи (в соответствии с представлениями Г. А. Гамбурцева о важности изучения режима сейсмичности во времени) пересмотрят сейсмостатистические данные, они, вероятно, отметят в каждом районе определенную закономерную периодичность максимальной силы землетрясений и частоты их повторений во времени ⁷. Эта периодичность, возможно, окажется сочетающейся с некоторой общей направленностью изменения тех же характеристик сейсмичности. Располагая такими данными, можно было бы, путем их экстраполяции на будущее, судить о наиболее вероятной максимальной силе толчков, которые можно ожидать в течение ближайшего промежутка времени определенной продолжительности.

Изложенная постановка вопроса несколько отличается от той, при которой предполагается, что для любого промежутка времени может быть указана одна и та же вероятность возникновения землетрясения данной силы (конечно, для толчков разной силы вероятность разная). Нам кажется, что в разные промежутки времени один и тот же район должен характеризоваться различными кривыми распределения вероятности землетрясений разной силы.

Важно обратить внимание на предложение С. В. Медведева [443, 445] о выделении трех категорий зон сейсмической активности высокой (В), средней (С) и низкой (Н) — за последние 150 лет. Районы с вы-

⁶ Термин «частость» применялся по отношению к землетрясениям Г. А. Гамбурцевым.— *Прим. автора.* Более распространен теперь термин частота повторяемости.— *Прим. ред.*

⁷ В дальнейшем сейсмологи действительно обнаружили периодические изменения сейсмического режима в наиболее подробно и длительно изучаемых районах, например в Гармском районе Таджикистана.— *Прим. ред.*

сокой сейсмической активностью определенного балла характеризуются повторяемостью землетрясений данной силы примерно через 10—15 лет, средней активности — через 40—60 лет и низкой активности — через 120—150 лет. Такое расчленение территории на зоны не только разной силы, но и повторяемости, было проведено в соответствии с делением строительных сооружений на монументальные со сроком службы 150 лет, массовые — со сроком службы 50 лет и временные и вспомогательные, строящиеся на срок 10—15 лет. Кроме того, выбранные промежутки времени согласуются с особенностями статистики землетрясений, которая более или менее полноценна для различных районов лишь за последние 150 лет.

Оценку силы землетрясений с учетом ожидаемой частоты их возникновения (на протяжении определенного интервала времени) необходимо широко использовать. Вероятно, имеет смысл отмечать также зоны особо низкой активности (ОН) с повторяемостью землетрясений определенной силы через несколько столетий. Выделение этих зон может быть обосновано на Кавказе, в Китае, Индии и отчасти в Европе, где возможен сбор исторических сведений о землетрясениях за многие столетия. Наконец, не исключено выделение зон наиболее низкой активности (НН), где, несмотря на наличие необходимых геологических условий, землетрясения не были констатированы на протяжении более чем 1000—2000 лет.

В качестве примера использования последних принципов легко оценить Черноморское побережье Большого Кавказа на протяжении последних столетий как зону низкой активности 6-балльных и наиболее низкой активности 8–9-балльных землетрясений (зона 6Н, 8—9НН по системе обозначений С. В. Медведева).

Оценка предполагаемой силы землетрясений оказывается особенно трудной в зонах, опасность которых устанавливается только по геологическим критериям, и там, где сейсмостатистика отсутствует или бедна. Чем детальнее будут карты сейсмического районирования и чем подробнее будут сопоставляться сейсмические данные с геологическими, тем острее будет становиться вопрос об оценке силы будущих землетрясений без привлечения сейсмичности за длительный промежуток времени. По-видимому, нужно будет пытаться отвечать на данный вопрос прежде всего по аналогии с геологически сходными районами, для которых имеются достаточные сейсмостатистические данные. Но для того, чтобы прибегать к методу аналогий, необходимо отчетливо представлять, по каким признакам эта аналогия должна отмечаться, т. е. в чем районы должны быть аналогичны. Решение последнего вопроса требует четкой гипотезы о том, какими факторами определяется сила землетрясения. Подобные представления должны будут явиться результатом совместных исследований по тектонофизике и физике землетрясений. В итоге надо будет изыскать возможности приближенного расчета вероятной силы будущих землетрясений, связанных с определенными типами тектонических разрывов и порождающих их максимумов напряжений. О возможном подходе к этим расчетам будет сказано ниже.

Другой, предложенный Г. А. Гамбурцевым путь решения вопроса о наибольшей силе будущих землетрясений заключается в изучении сейсмическими методами зависимости между повторяемостью землетрясений во времени и их силой. Характер зависимости может быть разным при различной геологической обстановке.

Наконец, геологам пора обратить внимание на то, что геологические особенности различных районов должны сопоставляться не только с силой каждого толчка в эпицентре, но и с энергией землетрясения, изучению которой уделено внимание в ряде работ [343, 474, 605, 625, 700, 797 и др.]. Землетрясения, одинаковые по силе их проявления в эпицентре, в случае различных глубин их гипоцентров обуславливаются выделени-

ем существенно разных количеств энергии. При равенстве глубин очагов и прочих условий усиление землетрясения на один балл требует увеличения его энергии примерно в 10 раз. Особенно сильные искажения вносятся в представления об абсолютной силе землетрясений из-за местных грунтовых условий и рельефа поверхности, о чем неоднократно писали С. В. Медведев и др. [173, 174, 447, 546].

ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ОЦЕНКИ СИЛЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПОВТОРЯЕМОСТИ ВО ВРЕМЕНИ

Определив физический смысл геологических критериев сейсмичности, перейдем к изложению предлагаемой нами гипотезы, которая связывает энергию и повторяемость землетрясений во времени с геологическими критериями сейсмичности.

Основные теоретические представления (основная гипотеза)

Для суждения о том, где возможны наиболее сильные и частые землетрясения, должны быть совместно рассмотрены следующие особенности областей максимумов касательных напряжений и их соотношения с тектоническими разрывами:

Объем области максимума напряжений, который, по мнению Г. А. Гамбурцева [167, 340], является основным фактором, определяющим силу землетрясений.

Величина наибольших напряжений в области максимума, оказывающая сильное влияние на частоту землетрясений, так как длительность δ действия касательных напряжений τ_i , необходимая для возникновения разрыва, по-видимому, определяется показательной зависимостью типа

$$\delta = \frac{\delta}{2,7^{\tau_i/\zeta}}, \quad (2)$$

где δ и ζ — величины, характеризующие прочностные свойства горных пород [27, 182, 183, 300].

Величина и знак всестороннего давления, влияющего на прочность горных пород. Это давление может (в случае появления в верхней части земной коры небольшого местного всестороннего растяжения) способствовать развитию слабо сейсмичного разрушения путем отрыва; как известно, отрывы весьма широко распространены в верхней части земной коры.

Тип разрывов, которые порождаются данным максимумом, и особенности их развития.

Влияние разрывов на изменения напряженного состояния в области максимума. Следует стремиться к выяснению того, в какой части объема максимума и в какой мере образование разрыва вызывает снижение напряжений. Последнее важно знать потому, что та часть потенциальной энергии условно-мгновенного упругого изменения формы, которая может перейти в энергию землетрясения из единицы объема горных пород и составить основную часть энергии землетрясения, пропорциональна разности квадратов интенсивности касательных напряжений, действующих не только до, но и после возникновения разрыва (см. гл. 4). Это ясно из следующего. Энергия Δu_ϕ , выделяющаяся вследствие образования разрыва из единицы напряженного объема в окрестностях этого разрыва, при уменьшении интенсивности касательных напряжений с величины τ_I до τ_{II} , равна

$$\Delta u_\phi = u_{\phi I} - u_{\phi II},$$

где $u_{\Phi I}$ и $u_{\Phi II}$ — потенциальная энергия условно-мгновенного упругого изменения формы единицы объема соответственно до появления разрыва и после его возникновения. Известно, что

$$u_{\Phi I} = \frac{\tau_I^2}{2G_1}, \quad u_{\Phi II} = \frac{\tau_{II}^2}{2G_1},$$

здесь G_1 — модуль условно-мгновенного сдвига. Значит,

$$\Delta u_{\Phi} = \frac{\tau_I^2 - \tau_{II}^2}{2G_1} \quad (3)$$

Важно стремиться к тому, чтобы в результате геофизических и тектонофизических исследований мы получили представление о распределении напряжений до и после каждого единичного акта смещения по разрыву, т. е. до и после землетрясения. Если, кроме того, будут достаточно изучены прочностные свойства горных пород и развиты методы исследования глубинного строения и деформаций земной коры, то можно будет ставить вопрос о приближенном решении задач следующих двух типов.

Прямые задачи. По геологическим, геофизическим и иным данным известно поверхностное и глубинное строение земной коры под рассматриваемой территорией; механические свойства горных пород, развитых в пределах этой части коры; общий характер происходящих здесь медленных тектонических деформаций земной коры; общие закономерности развития разрывов и их влияния на тектоническое поле напряжений, связанных с этим типом деформации коры. Требуется определить наиболее вероятную максимальную величину энергии землетрясений, очаги которых будут находиться в данном участке коры.

Обратные задачи. Пусть по геологическим, геофизическим и иным данным известны строение земной коры до глубины очага происшедшего землетрясения, механические свойства развитых здесь горных пород; общий характер медленных тектонических деформаций, происходящих в районе случившегося землетрясения; общие закономерности развития тектонических разрывов и их влияния на тектоническое поле напряжений, связанных с данным типом деформаций коры; энергия и характер смещения в очаге происшедшего землетрясения. Требуется определить либо величину (протяженность, площадь) находящегося на глубине тектонического разрыва, образование или обновление которого вызвало землетрясение, либо объем очага землетрясения.

Основой для развития методов решения двух таких задач могут служить следующие представления.

1. Будем считать очагом землетрясения не шов тектонического разрыва, как это часто делают, а всю ту область, в которой вследствие развития разрыва происходит изменение потенциальной энергии условно-мгновенной деформации U_1 и переход некоторой части освободившейся энергии ΔU_1 в кинетическую энергию сейсмических волн U_s . Величина U_s в дальнейшем будет называться энергией землетрясения. При указанном понимании очага землетрясения его нужно представлять себе в виде объема, окружающего тектонический разрыв (или сейсмический шов). Форма такого объема не может быть похожей на плоский слой. Скорее она в простейшем случае приближается к трехосному эллипсоиду, большая ось которого совпадает с продольной осью симметрии плоского разрыва. Основываясь на известных теоретических представлениях о влиянии отверстий на поля напряжений в различных телах [606] и на предварительных результатах начатого нами изучения того, как влияют разрывы и узкие прорезы на напряженное состояние моделей различных участков земной коры [182], следует предполагать довольно сложную форму очагов землетрясений. Таким образом, использовавшееся Х. Бен-

ниоффом [737] и К. Булленом [750] представление об очаге землетрясения как о шаре, или же изображения очага Е. Ф. Саваренским [605] в форме вертикального столба, нужно будет усложнить в результате учета геологических данных.

2. Из принятого выше и учитываемого соотношением (2) представления о зависимости прочности материалов от длительности действия напряжений следует, что разрывы и землетрясения возникают при разной интенсивности касательных напряжений τ_i , а значит, и при различной величине накопленной в очаге потенциальной энергии условно-мгновенной упругой деформации U_1 .

3. Следует считать, что в результате разрыва напряжения в области очага снижаются неравномерно и во многих случаях, может быть, не до нуля. Поэтому энергия ΔU_1 , освобождающаяся при образовании или обновлении разрыва, должна быть меньше потенциальной энергии U_1 условно-мгновенной упругой деформации в области очага перед землетрясением. Из пп. 2 и 3 следует, что энергия землетрясения при постоянстве объема очага может изменяться в широком диапазоне, границы которого предстоит определить.

4. Объем очага землетрясения v можно будет выразить через протяженность разрыва по простиранию l_{np} , если станет известным коэффициент пропорциональности λ между v и l_{np}^2 :

$$v = \lambda l_{np}^2. \quad (4)$$

5. Привлекая перечисленные выше представления и известную зависимость энергии землетрясений от напряженного состояния и объема очага, мы получаем следующую формулу:

$$U_s = \frac{\omega \lambda N \tau_i^2}{2 G_1} l_{np}^3, \quad (5)$$

где G_1 — модуль условно-мгновенного сдвига; ω — коэффициент, показывающий, какая доля потенциальной энергии условно-мгновенной упругой деформации формы освобождается при появлении или обновлении разрыва; N — коэффициент, показывающий, какая часть освободившейся энергии переходит в энергию сейсмических волн.

6. О величине τ_i в земной коре и под нею предлагается приближенно судить по градиенту скорости тектонических движений поверхности Земли $|\text{grad}V|_m$. Для этого вслед за рядом исследователей [426, 737, 750, 792] земная кора рассматривается как упруго вязкий материал, деформации которого достаточно хорошо описываются известным уравнением Максвелла. В этом случае каждой постоянной скорости деформирования земной коры, при достаточной длительности процесса, соответствует определенная величина интенсивности касательных напряжений τ_i . Введем коэффициент пропорциональности Φ между скоростью деформации вещества на глубине и градиентом скорости, тектонических движений земной поверхности (см. гл. 22 и 28)⁸. В итоге выводится, что интенсивность касательных напряжений τ_i приближенно равна

$$\tau_i \approx \Phi \eta_{III} |\text{grad}V|_m, \quad (6)$$

где η_{III} — коэффициент вязкости, который, как известно, является функцией интенсивности касательных напряжений, всестороннего давления и температуры.

Прибегая к приближенной оценке τ_i по градиенту скорости тектонических движений поверхности Земли $|\text{grad}V|_m$ и зная, что от энергии землетрясения можно перейти к его силе, мы получаем следующее урав-

⁸ См. сноску на стр. 365.— *Прим. ред.*

нение, обосновывающее геологические критерии силы землетрясений [183]:

$$U_s \approx \psi \frac{\eta_{III}^2}{G_1} l_{np}^3 |gradV|_m^2, \quad (7)$$

где $\psi = 1/2 \omega \lambda N \Phi^2$.

Это уравнение учитывает главные факторы, определяющие энергию землетрясения, и позволяет оценить общий результат их действия, даже если некоторые из них влияют на сейсмичность противоположным образом. Оно связывает энергию землетрясений с величинами, поддающимися изучению геологическими методами: с протяженностью разрывов l_{np} ; с градиентом скорости современных тектонических движений поверхности земной коры $|gradV|_m$, с геолого-генетическим типом тектонических разрывов, влияющим на величину коэффициента ψ , а также с механическими свойствами вещества (η_{III} , G_1).

Коэффициенты ψ , η_{III} , G_1 в геосинклинальных и платформенных областях и в областях послеплатформенной активизации движений, вероятно, должны быть разными по величине. Поэтому, наряду с общим теоретическим обоснованием геологических критериев сейсмичности, могут быть отражены и предполагаемые Б. А. Петрушевским различия критериев для тектонически различных областей.

Таким образом, намечается путь для расчета возможной энергии землетрясения U_s или вычисления величины разрыва l_{np} , вызвавшего землетрясение.

Геологические методы и данные могут быть использованы и при развитии критериев повторяемости землетрясений во времени. Время возникновения землетрясений ∂_s , отсчитанное с момента начала действия постоянных напряжений, по-видимому, определяется в основном величиной τ_i и прочностными свойствами среды (δ , ζ). Наиболее вероятной формой физической зависимости является (2).

Используя приближенные соотношения между градиентом скорости тектонических движений поверхности Земли $|gradV|_m$ и τ_i согласно (6), мы получаем уравнение, обосновывающее геологические критерии времени землетрясения:

$$\partial_s \approx \frac{\delta}{2,7 \frac{\Phi \eta_{III}}{\zeta} |gradV|_m}. \quad (8)$$

Следовательно, среднее количество землетрясений в течение определенного промежутка времени приблизительно выразится

$$\frac{1}{\partial_s} \approx \frac{2,7 \frac{\Phi \eta_{III}}{\zeta} |gradV|_m}{\delta} \quad (9)$$

Таким образом, повторяемость землетрясений во времени нужно сопоставлять с градиентом скорости тектонических движений; с тем, насколько этот градиент отражает скорость деформации вещества в области очага (Φ), а также с прочностными свойствами вещества (δ , ζ) и его вязкостью (η_{III}). Области, отличающиеся в тектоническом отношении, вероятно могут отличаться одна от другой и по величине перечисленных коэффициентов.

Изучая геологическими методами общую направленность новейших тектонических движений и сопоставляя ее с особенностями современных движений (выявляемых геодезическими и геофизическими методами), надо оценивать длительность наблюдаемых сейчас движений и предвидеть направленность их изменений. Такие заключения будут полезны при попытках выделения участков, где вероятно увеличение градиента скорости тектонических движений в ближайшем будущем. В этих уча-

ствах возможно повышение напряжений, и поэтому здесь следует ожидать в будущем учащения землетрясений по сравнению с прошедшими последними столетиями⁹.

Изменения напряженного состояния отдельных участков земной коры связываются нами не только с неравномерностью тектонических движений, обусловленных развитием глубинных подкорковых процессов. Быстрое возникновение повышенной напряженности отдельных участков может быть следствием развития тектонических разрывов, возле краев которых должно происходить локальное увеличение напряжений [182].

Следует отметить, что приближенные уравнения (7) и (8) не во всех случаях будут справедливыми. Осложнения могут быть вызваны зависимостью η_{III} от τ_i ; не отраженной в (6) зависимостью τ_i от времени; неравномерностью $|gradV|_m$ во времени, а также несовершенством современных методов определения $|gradV|_m$.

Следствия из основной гипотезы

Из основной гипотезы, отраженной в (2), (5), (7) и (8), вытекает ряд следствий.

1. Уравнения (5) и (7) указывают на то, что должны существовать определенные соотношения между энергией землетрясений и размерами тех структурных элементов коры, с развитием которых связаны землетрясения. В общем следует ожидать большей энергии землетрясений, связанных с коровыми разрывами, порождаемыми ростом целых антиклинориев и синклинориев, и меньшей энергии землетрясений, вызываемых меньшими по протяженности складчатыми разрывами. Сейсмостатистика подтверждает это заключение.

При постоянстве геологических условий возникновения землетрясений увеличение протяженности разрыва вдвое будет приводить к росту энергии землетрясения примерно в 8 раз, т. е. почти на порядок, значит сила землетрясения будет возрастать при этом почти на 1 балл.

Производя сопоставление протяженности разрыва с энергией очага землетрясения, важно иметь в виду, что сила землетрясения связана не с общей протяженностью всего сложно построенного разрыва, включающего в себя участки разного возраста, а только с теми элементарными участками его шва, образование которых является единым кратковременным актом разрушения. Общая протяженность разрыва может во много раз превышать длину его элементарных участков.

Некоторые осложнения могут появиться в связи с почти одновременным возникновением землетрясений, порожденных несколькими очагами при смещениях не по одному, а по нескольким разрывам. Такие многоочаговые землетрясения надо выделять по сейсмологическим и геологическим признакам и анализировать особым образом.

2. Из уравнения (7) следует, что, несмотря на несколько большую протяженность платформенных разрывов по сравнению с геосинклинальными, сейсмическая опасность платформенных разрывов должна быть меньше, так как градиенты скоростей тектонических движений на платформах в десятки и сотни раз меньше, чем в геосинклинальных областях. Вследствие этого, согласно (7), энергии очагов должны быть на платформах меньше, чем в областях значительной подвижности, по меньшей мере в 10^2 — 10^4 раз. Следовательно, сила землетрясений должна быть уменьшена на платформах по меньшей мере на 2—4 балла. Именно такие соотношения известны между силой землетрясений на Русской и Сибирской платформах и силой землетрясений в расположенных на юге СССР высоко подвижных областях. В участках Русской

⁹ Позднее автором были выделены четыре типа соотношений между тектоническими движениями и сейсмичностью (см. гл. 31).— *Прим. ред.*

платформы с относительно высокой подвижностью (на Украине, в Заволжье и др.) С. С. Андреев [7] констатировал наличие редких тектонических землетрясений с обычной силой в 3—4 балла, которая иногда поднимается до 7 баллов. Значительно чаще толчки силой до 5 баллов отмечаются в самых подвижных частях платформы — на Урале и на Балтийском щите [107]. Заметной сейсмичностью отличаются также обладающие значительными градиентами скорости современных тектонических движений участки молодой эпигерцинской платформы в Западной Европе. В результате исследований Б. А. Петрушевского то же можно сказать и об эпигерцинской платформенной области в СССР [539].

Переходя к геосинклинальным областям Карпат, Крыма, Кавказа и Копет-Дага с еще большими градиентами скоростей, мы встречаемся с намного более частыми — 7—8-балльными, а также с 9—10-балльными — землетрясениями.

Наконец, в Средней Азии, где участки послеплатформенной активизации и геосинклинали характеризуются наличием максимальных градиентов скоростей тектонических движений, землетрясения силой 9 баллов и более особенно часты.

Таким образом, сравнение данных о сейсмичности территорий с различными градиентами скоростей тектонических движений в общем свидетельствует в пользу правильности уравнения (7). Приведенное объяснение найдено именно потому, что были использованы градиенты скоростей тектонических движений. Другие факторы, например механические свойства горных пород, не могут обеспечить столь значительные различия в силе землетрясений. Анализ протяженности тектонических разрывов, которая у платформенных разрывов обычно оказывается больше, чем у геосинклинальных, мог бы привести нас даже к противоположным заключениям, противоречащим природным соотношениям.

3. На основе формулы (5) можно объяснить, почему среди сильных землетрясений неизвестны такие, которые были бы связаны с возникновением поверхностей отрыва, хотя геологам известно большое количество отрывов, пересекающих верхнюю часть земной коры. Поскольку условно-мгновенные прочностные свойства горных пород на отрыв в 5—10 раз ниже прочностей на скалывание, сила землетрясений, связанных с отрывами, должна быть на 1—2 балла меньше, чем у связанных со сколами. Но, кроме того, образованию отрывов препятствует общее высокое всестороннее сжатие, характерное для тех глубин, на которых расположены очаги большинства землетрясений. В верхней части коры, где отрывы встречаются, весьма часто, прочность горных пород (из-за малости всестороннего сжатия) намного меньше, чем на тех глубинах, где отрывы должны быть редки. Все это показывает, что энергия землетрясений, вызываемых появлением отрывов, должна быть значительно меньше энергии землетрясений, обусловленных развитием сколов. Вероятно, поэтому и не бывает сильных землетрясений, порождаемых отрывами.

4. Далее нужно думать, что в зависимости от геологической истории изучаемой территории швы древних тектонических разрывов могут быть залечены в большей или меньшей степени; из-за этого величина коэффициента ψ в районах с различной геологической историей должна быть разной. Чем дольше имеют место непрерывно поддерживающиеся высокие градиенты скорости тектонических движений, чем чаще движения изменяют свой знак и чем гуще сеть разрывов, тем меньше должен быть коэффициент ψ , т. е. тем менее опасны высокие градиенты скорости. Если же происходит коренная перестройка структуры, если высокие градиенты скоростей только недавно установились, если древние разрывы залечены и не обновлены, а новых разрывов еще мало, то коэффициент ψ должен быть велик, и места с высокими градиентами скоростей тектонических движений особенно опасны в сейсмическом отношении.

В частности, одни и те же градиенты скорости внутри геосинклинальных областей, вероятно, менее опасны, чем в передовых прогибах, где происходит переработка платформы, или в областях только что начавшейся послеплатформенной активизации движений.

Таким образом, уравнение (7), представляя собой общее обоснование геологических критериев энергии землетрясений, может отражать специфику этих критериев в тектонически различных областях.

5. Уравнения (2) и (8) показывают, что даже кратковременный подъем напряжений, возникающий при прохождении сейсмических волн из одного очага, должен значительно сокращать время подготовки землетрясений в других очагах. Этим можно объяснить ряд случаев кучности землетрясений во времени. Начнем с наиболее ясного примера, рассмотренного В. Н. Крестниковым [359]. В Прикавказском районе Кавказа 2 ноября 1952 г. в 21 час 24 мин возник слабый предварительный толчок в зоне южного крыла антиклинория Главного хребта. Основное землетрясение произошло спустя 31 мин. Его очаг находился в другом месте, в осевой части этого антиклинория. Затем в течение двух суток было отмечено 16 более слабых повторных толчков, распространившихся из той же осевой части антиклинория, однако их эпицентры находились северо-западнее эпицентра главного толчка. Кроме того, было зарегистрировано два слабых землетрясения с эпицентрами в пределах южного крыла другого, более северного антиклинория Бокового хребта. В. Н. Крестников считает, что первый слабый толчок стимулировал возникновение главного землетрясения, а оно, в свою очередь, ускорило появление ряда слабых толчков из соседних очагов. Так же он объясняет Чиликское землетрясение 1889 г. в Средней Азии, в котором видит совокупность почти одновременных толчков, имевших самостоятельные очаги под долиной р. Чилика, г. Пржевальским и хр. Кунгей-Алатау. Может быть, аналогично следует объяснить, почему в Северном Тянь-Шане в 1885, 1887, 1888 и 1889 гг. возникла серия сильных землетрясений, следовавших одно за другим через необычно короткие для этого района промежутки времени.

В Средней Азии исключительной сейсмической активностью отличался период 1946—1949 гг. В Северном Тянь-Шане 2 ноября 1946 г. имело место сильное Чаткальское землетрясение и всего лишь через два дня (в ночь с 4 на 5 ноября) в Туркмении произошло Казанджикское землетрясение. Нельзя не отметить, что сильные землетрясения были 10 ноября 1946 г. в Южной Америке, а 20 декабря 1946 г. в Японии. Вскоре после этого (в ночь с 5 на 6 октября 1948 г.) произошло катастрофическое Ашхабадское землетрясение. По-видимому, одновременно самостоятельные сильные толчки проявились в окрестностях Мешхеда в северном Иране (сообщение И. А. Резанова). Меньше чем через год после этого в Таджикистане (10 июля 1949 г.) было Хаитское землетрясение. После такой серии страшных для Средней Азии землетрясений до настоящего времени катастроф больше не происходило. Предшествовавшие 1946 году сильные толчки были в 1938 и 1911 гг. в Северном Тянь-Шане и в 1907 и 1902 гг. — в Южном Тянь-Шане.

Вследствие неравномерности тектонических движений во времени из уравнения (8) вытекает обязательная неравномерность сейсмического режима во времени в пределах любой территории. Землетрясения периодически должны то учащаться, то становиться более редкими [183]. Это необходимо учесть при рассмотрении перечисленных примеров.

Поскольку количественно соотношения между τ_i и $|\text{grad}V|_m$ зависят от длительности движений с данным градиентом и от всей предшествующей геологической истории района (последнее отражается величиной коэффициента Φ), уравнение (9) допускает возможность заметных количественных отличий в зависимости ∂_s от $|\text{grad}V|_m$ в тектонически

различных областях. То, что говорилось о влиянии этого фактора на энергию землетрясений, в общем должно относиться и к длительности их подготовки.

6. Совместное использование соотношений (7) и (8) позволяет объяснить особенности сейсмического режима различных территорий. Одним из примеров является оценка сейсмической опасности растущих сейчас куполовидных диапировых складок на Русской платформе (Прикаспийская низменность). Известно, что, несмотря на интенсивнейшее развитие тектонических разрывов и значительные градиенты скорости движений, эти складки асейсмичны (или почти асейсмичны). В этом случае, по-видимому, в одном направлении действуют два фактора. Во-первых, в складках, захватывающих лишь породы осадочного покрова платформ, разрывы формируются только на небольших глубинах и в осадочных породах, из-за чего коэффициент Φ из (6), напряжения τ_i в (5), а также ψ из (7) оказываются небольшими по величине. Во-вторых, сами складки невелики и разрывы не могут тянуться на большие расстояния l_{np} . Следовательно, области максимумов напряжений, являющиеся очагами землетрясений, имеют небольшие объемы. Малость ψ и l_{np} , как следует из уравнения (7), должна приводить к весьма небольшой энергии этих очагов.

7. Вопрос о соотношениях между частыми слабыми сейсмическими толчками и редкими сильными землетрясениями является чрезвычайно важным. Уравнения (7) и (8) позволяют высказать следующие предположения:

а) Если возникновение крупного разрыва сильно снижает величину касательных напряжений во всей области их максимума и не вызывает появления значительных по объему новых областей максимумов, то должны происходить редкие крупные землетрясения, похожие на Ашхабадское, Красноводское или Чаткальское, с последующими намного более слабыми толчками и длительными сейсмическими затишьями.

б) В других предполагаемых случаях возникновение разрыва приводит к снижению величины напряжений в области первоначального максимума и вместе с тем вызывает ее значительное повышение в новых участках, т. е. приводит к появлению новых максимумов, сходных с первоначальным. В таких условиях должны возникать повторные толчки, близкие по силе к первому сотрясению. Если величина напряжений в максимумах и объемы новых максимумов оказываются такими же, как и прежние, то в течение длительного времени следует ожидать землетрясений сходной силы, повторяющихся примерно через одинаковые промежутки времени. Такие затяжные землетрясения происходили в Средней Азии в IX и XVIII вв., когда они длились до шести месяцев [230]. В Самцхе (Грузия) в 1283 г. разрушительные подземные удары продолжались три месяца, а в 1088 г. – на протяжении года. В течение почти 100 лет разрушительные землетрясения примерно одинаковой силы часто возникали в окрестностях Шемахи на Кавказе (1828, 1848, 1856, 1859, 1869, 1872, 1875, 1886, 1902 гг.), из-за чего губернское управление было переведено из Шемахи в Баку [107].

в) Если с течением времени происходит значительное увеличение как величины напряжений в областях их максимумов, так и объемов этих областей, то сила землетрясений и их частота должны возрастать.

г) Наконец, следует допускать случаи слабого влияния разрывов на поле напряжений. Землетрясения при этом должны часто возникать на протяжении длительного времени, но характеризоваться примерным постоянством толчков небольшой силы.

Перечисленные типы соотношений между сильными и слабыми землетрясениями и частотой их возникновения приведены в качестве предположений, вытекающих из представления о том, что сила толчка в основном определяется как объемом очага, так и величиной снижения на-

пряжений, тогда как частота землетрясений обуславливается непосредственно величиной длительно действующих напряжений. Из этих представлений следует, что одно лишь наличие многочисленных частых слабых подземных толчков не может быть достаточным критерием возможности сильного землетрясения в скором времени. Этот вывод на основании сейсмостатистических данных уже был сделан Е. Ф. Саваренским [605]. Вместе с тем редкое проявление слабых толчков само по себе, может быть, не является показателем малой вероятности сильного землетрясения в ближайшем будущем.

8. Совместное рассмотрение уравнений (2) и (5) и представлений о механизме формирования крупного тектонического разрыва [181] приводит к следующему предположению [182].

Формирование крупного разрыва, порождающего сильное землетрясение и соответствующего одному обособленному максимуму напряжений, по-видимому, состоит из ряда стадий.

а) Подготовка крупного разрыва, заключающаяся в длительном развитии мелких разобренных разрывов на месте шва будущего крупного разрыва. С этой стадией связаны слабые и редкие предварительные толчки. С течением времени их сила и частота, вероятно, увеличиваются; вместе с тем ожидается и изменение характера сейсмических волн (частоты, энергии, формы колебаний и др.).

б) Возникновение крупного разрыва представляет собой кратковременный цепной процесс появления и быстрого разрастания первоначально изолированных мелких разрывов, объединяющихся в единую крупную, сложно построенную зону нарушения сплошности вещества. Быстрое относительное перемещение крыльев крупного разрыва и снижение напряжений в его окрестностях в большом объеме порождают интенсивные сейсмические колебания главного землетрясения.

в) Разрастание крупного разрыва и его окончательное оформление происходят прерывисто, с постепенно уменьшающейся во времени средней скоростью. После возникновения крупного разрыва, вблизи его концов, а также в некоторых других участках, примыкающих к шву, напряжения сильно повышаются. Происходящее через некоторое время разрушение вещества в этих небольших по объему новых максимумах напряжения обуславливает скачкообразное увеличение основного разрыва и возникновение многочисленных слабых толчков, следующих с короткими перерывами непосредственно за главным землетрясением (афтершоки). Время каждого последующего толчка должно определяться величиной напряжений в новом максимуме, а энергия толчка — объемом максимума и уменьшением в нем напряжений при разрушении.

После того как крупный разрыв расщелкает всю область максимума напряжений, его развитие прекращается и преобладание переходит от разрушения к процессу залечивания шва и заполнения пустот жильным минеральным материалом. Последующий новый подъем напряжений сможет вызвать разрушение залеченного шва, увеличение относительного перемещения его крыльев и новый комплекс сейсмических явлений, подобный предыдущему.

ВЫВОДЫ

1. Намечается комплекс геологических и геофизических наблюдений, который при соответствующих способах совместной интерпретации различных данных может расширить возможности прогноза места, силы и времени землетрясений. Специализированные сейсмологические исследования являются неотъемлемой частью этого комплекса.

2. Весьма важной для прогноза землетрясений представляется задача выяснения режима напряженного состояния земных недр, т. е. установление распределения областей максимумов касательных напряже-

ний, освещение закономерностей их развития и наиболее вероятных изменений в течение ближайшего времени. Составив представление о режиме напряжений в земной коре и под нею, а также о зависимости разрушения горных пород и сейсмических явлений от напряженного состояния, в дальнейшем нужно будет стремиться от производящегося до сих пор эмпирического прогноза землетрясений (основанного главным образом на статистике прошлых катастроф) переходить к более совершенному прогнозу, базирующемуся на знании современного состояния земных недр и направленности развития в них деформаций и напряжений.

3. В зависимости от степени изученности района специализированные геологические исследования должны носить различный характер. На слабо изученных обширных территориях региональные геологические исследования в сочетании с сейсмостатистическими сводками должны выявлять те области, для которых характерны наибольшие средние градиенты скоростей новейших и современных вертикальных движений земной коры и где уже происходили землетрясения. В этих областях наличие повышенных касательных напряжений наиболее вероятно, и их следует считать сейсмически наиболее опасными. На следующей, более сложной стадии исследования при попытках достоверно установить и, по возможности, оконтурить области современных максимумов касательных напряжений геологические исследования, в совокупности с сейсмостатистическими, должны приводить к детализации представлений о геологических особенностях мест концентрации очагов. Тектонофизические полевые работы и изучение соответствующих моделей нужны на этой стадии для того, чтобы способствовать построению гипотез о наиболее вероятном распределении максимумов, их внутреннем строении и направлении развития. Наконец, в будущем, когда основное внимание будет уделяться прогнозу времени и силы ближайших землетрясений, главную роль, по-видимому, будут играть геофизические наблюдения за режимом напряженного состояния, за процессом развития разрывов и за сейсмическим режимом в областях максимумов касательных напряжений, угрожающих обслуживаемым районам. При выборе систем наблюдений и при интерпретации результатов наблюдений потребуются детальные тектонофизические исследования, которые должны будут помочь предвидеть наиболее вероятные особенности дальнейших изменений максимумов напряжений.

4. При региональных сейсмогеологических работах важно, привлекая геофизические и геологические данные, выяснять структуру возможно более глубоких частей земной коры, устанавливая, какими горными породами они сложены, а также собирать и обобщать материалы, необходимые для: а) отнесения исследуемой территории к определенному типу геотектонических областей; б) выделения внутри нее структурных элементов различных порядков, величины, происхождения и возраста; в) подробной характеристики истории тектонических движений различных частей данной территории, в особенности новейших и современных движений; г) установления типа деформаций земной коры, происходивших в новейшее время; д) выяснения общей направленности происходящих сейчас движений и деформаций; е) классификации наблюдавшихся разрывов по их возрасту, генезису и величине и указания зон, где на глубине могут находиться не выходящие на поверхность разрывы; ж) определения средней величины градиентов скорости новейших и современных тектонических движений поверхности Земли в пределах всей исследуемой территории.

В результате следует оконтурить предполагаемые области максимумов касательных напряжений; приближенно оценить относительную величину наибольших касательных напряжений, действующих внутри областей максимумов (используя (б) со всеми отмечавшимися оговорка-

ми); указать генетические типы и наибольшие размеры разрывов, которые развиваются и могут ожидать в этих областях.

Имея в виду уравнения (7) и (9), данные сейсмостатистики необходимо сопоставлять: а) с величиной деформационных структурных элементов земной коры и связанных с ними тектонических разрывов; б) с градиентами средней скорости новейших и современных тектонических движений поверхности земной коры; в) с историей и направленностью развития структурных элементов земной коры; г) с типами и возрастом тектонических разрывов, связанных с определенными структурными элементами коры и могущих наблюдаться на поверхности или предполагаться на глубине.

5. Необходимо значительно усилить работы, посвященные изучению механических свойств горных пород и их зависимостей от всестороннего давления, температуры и длительности действия напряжений.

6. В настоящее время назрела необходимость изучения механизма формирования тектонических разрывов и влияния разрывов на напряженное состояние их окрестностей при различных типах деформирования земной коры. Для решения этого вопроса, наряду с комплексными геолого-геофизическими работами, значительный интерес представляют теоретическое рассмотрение и изучение напряженного состояния моделей.

Изложенные нами представления о возможностях развития критериев силы и повторяемости землетрясений выдвинуты не в качестве достоверно установленных положений, а в порядке рабочей гипотезы, требующей проверки путем сопоставления геологических и сейсмических фактических данных, а также дальнейшего развития и уточнения.

ГЛАВА 25

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ НОВОГО ТИПА

В настоящее время достигнуты значительные успехи при проведении двух типов сейсмического районирования применительно к территории СССР.

Первый тип — микросейсморайонирование в масштабе 10^{-4} (т. е. порядка 1:10 000 и 1:50 000) отражает инженерно-геологические условия проявления сейсмических волн около дневной поверхности [446].

Второй тип — обзорное сейсморайонирование в масштабе 10^{-6} (т. е. порядка 1:1 000 000 и 1:5 000 000) обобщенно отражает глубинные условия возникновения землетрясений. Такое районирование основывается на распределении эпицентров только сильных землетрясений, вызывающих разрушения и повреждения зданий (макросеймика), и на качественных геологических критериях сейсмичности, в том числе сведениях о новейших тектонических движениях. Оно выражает сейсмическую опасность в баллах самых сильных из землетрясений, ожидаемых в каждом районе [64, 166, 229, 235, 329, 362, 449, 539 и др.].

Следующий этап в развитии методов сейсмического районирования связан с новым масштабом работ 10^{-5} (т. е. крупнее 1:1 000 000 вплоть

до 1:100 000). Ю. В. Ризниченко и И. А. Нерсесов [587] предложили такое сейсморайонирование называть детальным.

Новый масштаб необходим для уточнения существующих обзорных карт. Он представляет наибольший интерес для районирования небольших территорий союзных республик (Грузии, Армении, Азербайджана, Узбекистана, Киргизии и др.) и таких стран, как Венгрия, Чехословакия, Румыния, Болгария и т. п. Такой масштаб нужен при выборе оптимальных мест для крупных сооружений (каналов, гидроэлектростанций, городов). При нем должны более точно отражаться природные условия возникновения землетрясений.

Детальное сейсморайонирование требует специфических методов работы и исходных фактических данных. Особенности нового метода следующие.

Использование статистики слабых толчков. Прогноз сильных землетрясений, разрушающих и повреждающих сооружения, должен основываться на интерпретации данных не только о происходивших ранее сильных землетрясениях, но и на статистике слабых толчков, регистрируемых только высокоточными приборами. Это связано с тем, что сильные землетрясения происходят редко и их эпицентры не столь многочисленны, чтобы по ним можно было выделять небольшие участки, различающиеся по сейсмической опасности. Слабые землетрясения весьма многочисленны и их регистрация в течение нескольких лет приводит к статистически обоснованному делению исследуемой территории на небольшие по площади участки, неравноценные в отношении возникновения слабых толчков.

Важен переход от оценок, относящихся к слабым землетрясениям, к оценкам условий возникновения сильных землетрясений. Решению этого вопроса поможет рассмотрение геологических условий возникновения землетрясений с привлечением тектонофизики.

Важно также установить, в какой мере статистика слабых землетрясений, возникших на протяжении нескольких лет, типична для длительного будущего времени службы проектируемых сооружений. И в этом случае должны привлекаться геологические критерии.

Количественное выражение геологических данных. Геологические условия возникновения землетрясений следует характеризовать не только качественно, но и количественно. Это необходимо для того, чтобы по ним приблизительно оценивать средние значения основных характеристик сейсмичности для длительных промежутков времени (порядка 10 000 лет). Такие оценки позволяют проверять данные кратковременной статистики слабых толчков, могут быть распространены на более длительное будущее время и на сильные землетрясения. Геологические условия возникновения землетрясений должны быть выражены в числах, так как особенности сейсмичности, с которыми их следует сопоставлять и совместно использовать, выражаются в виде чисел.

Прогноз средней повторяемости землетрясений во времени. При детальном сейсмическом районировании требуется указывать не только интенсивность в баллах тех землетрясений, которые ожидаются в будущем, но и их среднюю повторяемость во времени. Критериями для оценки повторяемости должны служить данные сейсмостатистики и материалы специальных полевых геологических наблюдений.

Конкретные формы сейсмического районирования нового типа не являются еще общепринятыми. Сейчас ведутся поиски нового метода районирования, который разрабатывается на примерах отдельных территорий. Наиболее полно районирование нового типа было проведено в центральной части Тянь-Шаня в связи с проектированием здесь гидроэлектростанций. Сейсмические вопросы разрабатывались И. А. Нерсесовым и Ю. В. Ризниченко, геологические — В. Н. Крестниковым, Г. И. Рейснером и автором [206].

Основные принципы сейсморайонирования центральной части Тянь-Шаня, по мнению автора, могут быть широко использованы во многих других областях. Они были применены при составлении первого варианта карты сейсморайонирования Венгрии [202]. Их рекомендуется положить в основу новых карт сейсмического районирования всей территории СССР.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ

Г. А. Гамбурцевым [166] была сформулирована гипотеза о существовании однозначной связи между повторяемостью слабых землетрясений (средним их числом, приходящимся на единицу времени) и повторяемостью сильных землетрясений. Эта гипотеза основывалась на данных Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [797] о повторяемости землетрясений на всей Земле и в отдельных крупных регионах (Индонезия, Калифорния), а также на работах Т. Асады, К. Кавасуми, С. Тзубои о повторяемости землетрясений в Японии. В дальнейшем Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесовым был собран обширный материал по слабым и сильным землетрясениям Средней Азии, который подтвердил правильность этой гипотезы и позволил установить основной закон повторяемости землетрясений — в каждом районе логарифм средней повторяемости землетрясений линейно уменьшается с возрастанием логарифма энергии землетрясений.

Аналогичная закономерность была в последние годы установлена в Фенноскандии, Венгрии, Китае и др. Угловой коэффициент (ν) линейного графика повторяемости землетрясений оказался в среднем близким к 0,4. Его предельные значения составляют 0,3 (Балтийский щит) и 1,2 (океаны). В разных по тектонической природе областях величина этого коэффициента оказалась различной. Например, для островных дуг первого типа, по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, величина коэффициента меньше, чем для дуг второго типа.

Типичная форма графиков повторяемости изображена на рис. 75, I. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложена энергия землетрясений (U , дж); по оси ординат в логарифмическом масштабе показана повторяемость (среднее число) землетрясений в год (N), возникающих под стандартной площадью дневной поверхности (1000 км^2). Графики, соответствующие разным районам, располагаются на разных уровнях и могут иметь различные верхние пределы энергии.

По предложению Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесова [587], сейсмичность каждого участка, выделяемого на карте детального сейсмического районирования, должна быть охарактеризована своим графиком повторяемости.

Основными характеристиками каждого графика повторяемости считаются следующие параметры (рис. 75, II).

1. Уровень расположения прямолинейной части графика, равный повторяемости землетрясений N_0 , обладающих заранее выбранной определенной энергией U_0 . В качестве таких опорных землетрясений выбираются толчки, достаточно часто возникающие (т. е. слабые), но регистрируемые вполне надежно. В Средней Азии в качестве опорных использовались землетрясения с энергией от 10^7 до 10^{10} дж.

2. Угловой коэффициент ν прямолинейной части графика в области слабых землетрясений, равный тангенсу угла i наклона прямой, отсчитанного от горизонта.

3. Верхний предел энергии землетрясений U_{\max} , за который график не распространяется и около которого прямолинейная, полого наклоненная часть графика, постепенно искривляясь, переходит в вертикальную линию, а затем обрывается.

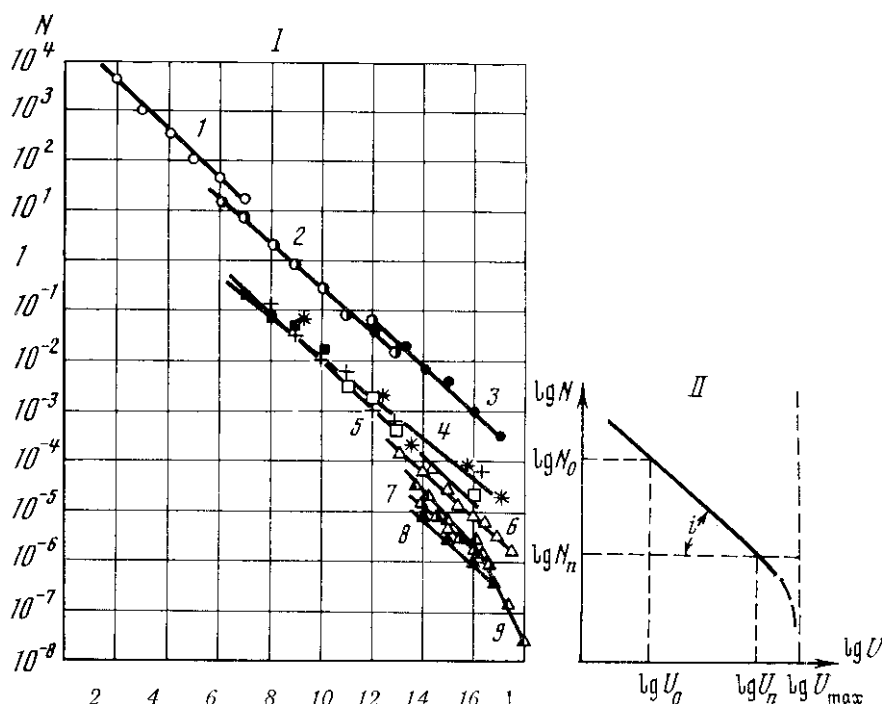


Рис. 75. Графики повторяемости землетрясений

I — примеры графиков повторяемости землетрясений для разных районов (по Ю. В. Ризниченко, И. Л. Нерсесову [489]); *II* — схема основных характеристик каждого графика. N — повторяемость землетрясений; U — энергия землетрясений (в дж); N_0 — повторяемость землетрясений, характеризующая уровень расположения графика; U_0 — энергия землетрясений, по которым определяется этот уровень; N_n — нормативная повторяемость землетрясений для сейсмического районирования; U_n — энергия землетрясений, имеющих нормативную повторяемость; U_{\max} — верхний предел энергии землетрясений; i — угол наклона графика.

1 — участок Чусал в Гармском районе за трое суток; 2 — Гармский район за два года; 3 — Гармский район за 25—50 лет; 4 — Средняя Азия; 5 — Ташкентский район; 6 — Япония; 7 — Индонезия; 8 — Калифорния; 9 — весь земной шар

Каждый эмпирически установленный график повторяемости описывается уравнением

$$\left. \begin{aligned} \lg N &= \lg N_0 - v(\lg U - \lg U_0), \\ \lg U &\leq \lg U_{\max}, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

в которое входят все три указанных выше параметра.

На рис. 76, *I* изображены наклоны графиков повторяемости, отмеченные для различных тектонических областей.

От физической характеристики каждого землетрясения — его энергии — можно по простым формулам, обоснованным Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [797], С. Л. Соловьевым [626, 627], Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесовым [587], перейти к важной характеристике инструментальной записи землетрясения — величине магнитуды (M):

$$\lg U = 1,5M + 5. \quad (2)$$

Как энергия, так и магнитуда землетрясений связывается с технической характеристикой каждого землетрясения — его максимальным баллом, который регистрируется в эпицентре:

$$I_{\max} = 1,5M - \delta, \quad \delta \approx \frac{h}{15}; \quad (3)$$

$$I_{\max} = \lg U - 5 - \delta. \quad (4)$$

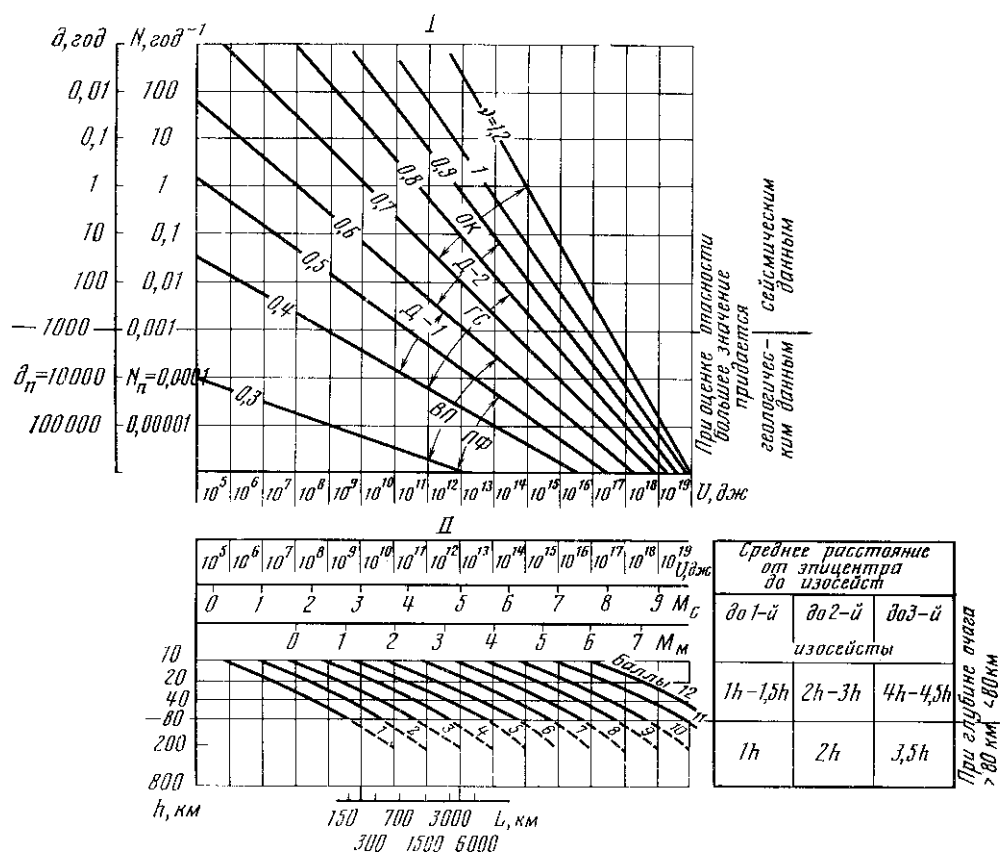


Рис. 76. Номограмма для определения основных характеристик землетрясений различных тектонических областей (по литературным материалам)

I — соотношение между энергией U , повторяемостью N и длительность подготовки δ землетрясений: ν — угловой коэффициент графика повторяемости, $ПФ$ — платформенные области, $ВП$ — вторично подвижные области, $ГС$ — геосинклинальные области, $Д-1$ — островные дуги первого типа, $Д-2$ — островные дуги второго типа, $ОК$ — океанические области, δ_n и N_n — соответственно нормативные длительность подготовки и повторяемость землетрясения; II — соотношение между энергией U , магнитудой по поверхностным волнам (M_c при $h < 60$ км и M_m при $h > 100$ км), глубиной очага h землетрясений и дальностью их регистрации сейсмостанциями L

Эти формулы, обобщающие большой фактический материал, были выведены Б. Гутенбергом, Н. В. Шебалиным и С. А. Соловьевым, Е. Бистричани, В. Карником, И. Ванеком и А. Затопеком, Ю. В. Ризниченко и И. А. Нерсесовым и др.¹ Весьма важно, что интенсивность землетрясения (в баллах) зависит не только от энергии, но и от глубины очага h (в км). При одинаковых глубинах очагов по опорной повторяемости землетрясений $N_{I(0)}$ с малой интенсивностью $I_{\max(0)}$ можно определять повторяемость $\lg N_I$ землетрясений интенсивностью I_{\max} :

$$\lg N_I = \lg N_{I(0)} - \nu(I_{\max} - I_{\max(0)}) \quad (5)$$

На рис. 76, II графически изображены соотношения между энергией и магнитудой землетрясений; указаны баллы, зависящие от энергии (или магнитуды) и глубины очага. Справа в таблице, составленной по

¹ Приведенные соотношения (2) — (4), использовавшиеся в сейсмологии в 60-х годах, в дальнейшем видоизменялись и уточнялись разными авторами (см., например, [569, 701], а также гл. 26). — Прим. ред.

данным С. В. Медведева и Н. В. Шебалина, указаны соотношения между средним расстоянием от эпицентра до каждой изосейсты и глубиной очага. Единицей для измерения этого расстояния служит глубина h .

Интенсивность землетрясений в баллах оценивается по шкале С. В. Медведева [448]. Соотношения данной шкалы с другими шкалами рассмотрены Г. П. Горшковым, Г. А. Шенкаревой [235].

Большим достижением сейсмологии последних лет явилась разработка системы перечисленных уравнений, позволяющих переходить от одних характеристик землетрясений к другим, а также включающих описание не только отдельных землетрясений, но и их совокупности. Несмотря на это, при детальном сейсмическом районировании, основанном только на данных сейсмостатистики, возникают большие затруднения.

Во-первых, в силу ограниченности времени сбора надежных данных о землетрясениях, не удастся статистически обосновать самую важную в практическом отношении часть графика повторяемости, соответствующую сильным землетрясениям. Поэтому нет чисто сейсмических критериев для верхнего предела энергии землетрясений U_{\max} , в каждом районе [122]. Следовательно, экстраполяция графика повторяемости от слабых к сильным землетрясениям не во всех случаях обоснована.

Во-вторых, не существует чисто сейсмических критериев того, в какой мере каждый график повторяемости (основанный на наблюдениях в течение короткого времени) можно считать действительным для весьма продолжительного будущего времени. Известно, что сейсмическая активность неравномерна во времени. Поэтому при кратковременных наблюдениях могут быть зафиксированы характеристики сейсмической активности, завышенные или заниженные по сравнению со средними или предельными их значениями.

Таким образом, при одних только сейсмических исследованиях могут быть допущены ошибки в определении контуров участков с одинаковой сейсмической опасностью и в оценках этой опасности. Необходимо основывать сейсмическое районирование не только на сейсмических, но и на специальных геологических исследованиях, в которых большое значение имеет тектоническое, геоморфологическое и геодезическое изучение новейших и современных движений.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ

Теоретическое рассмотрение того, как в недрах Земли возникают напряжения, связанные с тектоническими движениями, как под действием этих напряжений развиваются тектонические разрывы и как, наконец, развитие разрывов приводит к возникновению землетрясений [183, 189], позволило поставить энергию землетрясения U в зависимость от:

- 1) длины l по простиранию возникающего или обновляющегося разрыва сколового типа (что характеризует объем очага землетрясения);
- 2) средней величины градиента скорости $|\text{grad}V|_m$ новейших и современных тектонических движений (он согласуется с величиной касательных напряжений в недрах);
- 3) механических свойств земной коры — ее вязкости и прочности, зависящих от истории тектонических движений;
- 4) типа механизма современной деформации коры, так как этим определяются место наибольшей концентрации касательных напряжений и количественные соотношения между этими напряжениями и величиной градиента скорости тектонических движений верхней поверхности коры.

Последние два фактора определяют величину коэффициента Ω , связывающего энергию землетрясения с первыми двумя факторами:

$$U \approx \Omega l^3 |\text{grad}V|_m^2. \quad (6)$$

Отсюда логарифм энергии (который согласно формуле (4) прямо пропорционален интенсивности землетрясений в баллах) оказывается прямо пропорциональным логарифму средней величины градиента скорости и логарифму длины разрыва:

$$\lg U \approx 2 \lg |grad V|_m + 3 \lg l + C. \quad (7)$$

Величину $C = \lg \Omega$ в каждом районе можно определить эмпирически. Для этого достаточно иметь несколько землетрясений с известной энергией, возникших в зонах с измеренными величиной градиента скорости и длиной разрыва. Последняя устанавливается по картам изосейст, расположению очагов афтершоков или тектоническим нарушениям на дневной поверхности.

Из формул (7) и (4) вытекает непосредственная связь между наибольшей интенсивностью I_{\max} землетрясения в баллах, градиентом скорости V , длиной разрыва l и глубиной очага h :

$$I_{\max} \approx 2 \lg |grad V|_m + 3 \lg l - \frac{h}{15} + (C - 5). \quad (8)$$

Выражения (7) и (8) являются двумя равносильными формами записи количественных геологических критериев энергии и силы землетрясений. Они показывают, что энергию и интенсивность землетрясений следует сопоставлять с величиной градиента скорости тектонических движений. Необходим учет других факторов, прежде всего величины разрывов l и истории тектонических движений, от которой зависит величина C . Данные критерии полностью относятся к верхнему пределу энергии землетрясений на графике повторяемости. Они дают принципиальную основу для приближенного вычисления этого предела для каждого района.

Далее, теоретическое рассмотрение, основанное на физической теории тектонических разрывов [189], позволило поставить число разрывов определенной величины в зависимость от величины градиента скорости тектонических движений и механических свойств вещества в области очагов землетрясений (вязкости η_{III} и характеристик прочности), обобщенно передаваемых двумя коэффициентами k_1 и k_2 :

$$\lg n \approx k_1 \eta_{III} |grad V|_m - k_2. \quad (9)$$

Величина k_1 изменяется в зависимости от типа тектонической деформации земной коры. Число n разрывов одной и той же величины должно обуславливать число землетрясений N с определенной энергией. Поэтому формула (9) указывает, что увеличение градиента скорости тектонических движений сопровождается возрастанием повторяемости землетрясений.

Проверка формулы (9) была осуществлена нами на моделях из влажной глины, в которых регистрировались величина градиента скорости V , вязкость материала η_{III} и число разрывов n , возникавших за единицу времени. В результате было установлено общее увеличение числа разрывов с ростом градиента скорости (см. рис. 63). Была выявлена линейная зависимость между логарифмом числа разрывов и величиной градиента скорости, умноженной на эффективное значение вязкости (т.е. вязкости при данной величине градиента скорости). Результат хорошо подтвердил правильность формулы (9).

Последующее рассмотрение влияния градиента скорости на повторяемость землетрясений привело к следующей гипотезе. Увеличение градиента скорости тектонических движений $|grad V|_m$, по сравнению с его эталонным значением $|grad V|_0$, указывает на усиление повторяемости землетрясений $N_{m(U)}$ с определенной энергией U , по сравнению с той эталонной повторяемостью $N_{0(U)}$, которая соответствует эталонной

величине градиента:

$$\ln N_{m(U)} \approx \ln N_{0(U)} + k_1 \eta_{III} (|\text{grad}V|_m - |\text{grad}V|_0) + 2\nu \ln \frac{|\text{grad}V|_m}{|\text{grad}V|_0} + \ln L \quad (10)$$

Эта формула по смыслу незначительно отличается от выражения (9), которое ею только уточняется. Вместо величины k_2 в ней берется выражение

$$k_2 = 2\nu \ln \frac{|\text{grad}V|_m}{|\text{grad}V|_0} + \ln L. \quad (11)$$

В (10) и (11), кроме градиента скорости, фигурирует угловой коэффициент ν графика повторяемости из формулы (1). Он входит в член, мало изменяющий величину при значительных изменениях градиента скорости. Величина L обозначает общую длину зоны с высокими значениями градиента скорости и многочисленными разрывами, один из которых является причиной рассматриваемого землетрясения. Увеличение L сопровождается более глубоким проникновением зоны разрывов в недра Земли и возрастанием ее ширины. При этом увеличивается число разрывов определенной величины, проектирующихся на стандартную площадь дневной поверхности (1000 км^2), для которой вычисляется повторяемость землетрясений $N_{m(U)}$.

В итоге некоторых преобразований формулу (10) можно привести к виду, который является простейшей формой записи количественных геологических критериев повторяемости $N_{??}$ землетрясений, имеющих определенную выбранную нами энергию U :

$$\ln N_U \approx K \eta_{III} |\text{grad}V|_m + \ln L + Q. \quad (12)$$

Здесь K и Q — величины, изменяющиеся главным образом при изменениях механизма деформации коры и за счет механических свойств вещества; на них сильно сказывается история тектонических движений.

В районах со сходным глубинным строением и одинаковой геологической историей величины K и Q можно считать постоянными. В этих случаях повторяемость землетрясений, т. е. уровень расположения прямолинейной части графика повторяемости, зависит главным образом от градиента скорости движений и масштаба (длины L) зоны деформации коры. Сравнивая эти величины для сходных районов, можно приближенно оценить, каковы средние соотношения между уровнями расположения графиков повторяемости этих районов.

Наконец, теоретическое рассмотрение, основанное на физической теории тектонических разрывов, привело к выводу, что при постоянных условиях деформирования земной коры в одной и той же области должны возникать разрывы различной величины, причем среднее число разрывов, приходящееся на единицу времени, должно уменьшаться по мере возрастания величины разрывов. Этой особенностью процесса развития разрывов следует объяснять основной эмпирический закон повторяемости землетрясений, выраженный формулой (1). Из этой гипотезы, согласно формуле (6) и эмпирически установленной величине углового коэффициента ν из (1), равной в среднем 0,4, следует, что изменение логарифма числа разрывов пропорционально изменению логарифма длины разрывов; коэффициент пропорциональности при этом равен 1,2:

$$\Delta \lg n = -1,2 \Delta \lg l. \quad (13)$$

Последнее соотношение поддается проверке при детальном геологическом наблюдении. В Байджансайском антиклинории хр. Каратау автором было определено, что изменение числа разрывов n (приходя-

щегося на определенную площадь) связано линейной зависимостью с изменением их длины (см. рис. 39) и описывается эмпирической формулой

$$\Delta \lg n = -1,3 \Delta \lg l \quad (14)$$

Совпадение величин коэффициента пропорциональности в (13) и (14) достаточно хорошее, чтобы считать его подтверждением правильности тектонофизического объяснения графика повторяемости землетрясений типа, изображенного на рис. 75. При таком понимании причин основного закона повторяемости землетрясений можно считать, что угловой коэффициент ν графика повторяемости зависит прежде всего от типа деформации коры и механических свойств материала в области очагов землетрясений.

Значит, в районах со сходным глубинным строением и одинаковой геологической историей угловые коэффициенты можно считать близкими по величине. Это открывает большие возможности для прогноза повторяемости сильных землетрясений по повторяемости слабых в тех районах, для которых графики еще не составлены.

Таким образом, тектонофизическое рассмотрение сейсмичности привело к количественным геологическим критериям приближенной оценки всех главных параметров графиков повторяемости землетрясений. Величина градиента скорости движений является весьма важным, хотя и не единственным критерием верхнего предела энергии и уровня расположения прямолинейной части графика.

Пока не будут разработаны методы количественной оценки механических свойств отдельных участков в недрах Земли, о них придется судить качественно, опираясь в значительной мере на глубинное строение коры и историю тектонических движений.

История новейших и современных движений дает важные качественные критерии для оценки сейсмичности. Во всех районах, где происходит преобразование структуры земной коры, где начинаются деформации по новым направлениям или на основную тектоническую зональность накладываются нарушения текущего косоугольного или поперечного направления, сопротивление коры деформациям повышено по сравнению с районами длительного однотипного деформирования в одном направлении.

Иными словами, вязкость и прочность в районах преобразования структуры повышены. Значит, величины коэффициентов C , K , Q из основных формул (7), (8) и (12) для этих районов больше, чем для районов с неизменным режимом деформирования коры. При равных градиентах скорости в районах перестройки структуры коры энергия и интенсивность землетрясений должны быть больше, чем в районах с неизменным режимом деформирования. При этом могут быть отличия и в повторяемости землетрясений.

Таким образом, изучение новейших и современных движений имеет первостепенное значение для детального сейсмораионирования. Необходимо проверить изложенные выше гипотезы на большом фактическом материале и превратить их в теорию.

В тех местах, где измерение величины градиента скорости движений затруднено отсутствием исходных фактических данных, но имеются разрывы, развивавшиеся в новейшее время, можно вместо градиента скорости движений определить скорость смещения по разрыву или предел, больше которого она не может быть. Скорости смещения по разрывам могут быть использованы для заключений о сейсмичности вместо данных о величине градиента скорости тектонических движений. Численные значения коэффициентов в формулах должны при этом измениться.

В последнее время в ряде опубликованных работ сейсмологов обращалось внимание на сопоставление сейсмичности с аномалиями силы

тяжести. Увеличение сейсмичности пытались при этом связать с возрастанием градиента аномалий силы тяжести. Однако важно ясно представлять физический смысл такого сопоставления.

Аномалии силы тяжести (только изостатические, а не Буге) являются показателем неуравновешенности данного участка земной коры и возможности его движения в сторону равновесного положения. Такое движение коры в одних случаях действительно происходит в ожидаемом направлении, а в других его нет. Часто движения коры вызываются более сильными воздействиями иного происхождения. Если движение происходит в соответствии с изостатической аномалией, то оно может иметь определенный градиент скорости и вызывать напряжения в земной коре, которые определяют сейсмичность.

Таким образом, привлечение аномалий силы тяжести для оценки сейсмической опасности не должно противопоставляться сопоставлениям сейсмичности с градиентом скорости тектонических движений. Градиент аномалий силы тяжести является указанием на возможную величину градиента скорости движений, и именно поэтому его имеет смысл сравнивать с сейсмичностью.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Соотношения между тектоническими движениями и сейсмичностью бывают различными.

Одни тектонические движения, длительно развивающиеся в земной коре и охватывающие значительную часть ее разреза (или всю кору вместе с верхней частью подкоревой оболочки), сопровождаются продолжительно действующими напряжениями. При определенных сочетаниях величины и длительности действия эти напряжения вызывают образование или обновление разрывов, которое сопровождается излучением сейсмических волн. Сейсмологи часто считают, что для возникновения землетрясения необходимо накопление напряжений и достижение ими, или упругой деформацией, определенной критической величины. Однако землетрясение может возникнуть при разной величине напряжений, если при этом каждой величине соответствует определенная длительность их действия [183]. Таким образом, рассматриваемые движения нужно считать подготавливающими землетрясение.

Другие тектонические движения могут играть роль «спускового механизма» и приближать момент землетрясения. Если землетрясение в основном уже подготовлено длительными движениями и должно вскоре произойти, и в это время появляются новые движения, которые сопровождаются усилением напряжений, то подготовка землетрясения убыстряется. Такие движения являются не столько причиной, сколько поводом для землетрясения. Кроме тектонических движений существуют другие явления, играющие роль «спусковых механизмов». Так, например, вскоре после наиболее сильного землетрясения нередко отмечается особенно много землетрясений в других районах. Сейсмические волны первого землетрясения приближают время возникновения остальных [183].

Г. П. Тамразяном [641] было показано, что большинство землетрясений происходит в то время, когда особенно велики напряжения в Земле, связанные с лунными приливами (новолуние или полнолуние и перигей). Такую же роль могут играть ежесуточные приливы от Солнца. Ф. Грэве [782] было отмечено, что в Чили землетрясения чаще всего происходят в 4–6 час утра и реже всего от 4 до 6 час вечера. Следует ожидать, что часы преимущественного возникновения землетрясений в различных районах должны быть неодинаковыми. Эти часы, вероятно, определяются знаком и ориентировкой напряжений, длительно подготавливаю-

щих землетрясения, так как с ними должны совпасть по знаку и направлению напряжения от прилива. Наконец, роль «спускового механизма» могут играть изменения атмосферного давления, так как они способны вызывать напряжения в земной коре [81].

Следующие тектонические движения, как предполагают, являются непосредственными предвестниками землетрясения, поскольку они возникают незадолго до него (80, 81, 166, 848). Вопрос о возможных причинах таких движений рассматривается в работе Л. А. Латыниной [387]. Используемое ею представление о появлении движений, вызванных некоторым увеличением объема горных пород перед началом смещения по тектоническому разрыву, является гипотезой, которая не противоречит известным сейчас фактическим данным.

Наконец, существуют кратковременные перемещения отдельных частей земной коры при прохождении сейсмических волн, которые из-за появления разрывов и пластических деформаций не всегда исчезают после прекращения упругих колебаний. Такие остающиеся нарушения земной коры являются следствием землетрясений.

Нами делается первая попытка количественного сопоставления сейсмичности только с теми тектоническими движениями, которые длительно подготавливают землетрясение. Рассмотрим влияние этих движений на верхний предел энергии и повторяемость землетрясений.

Верхний предел энергии землетрясений. Уравнения (7) и (8) отражают физические факторы, определяющие энергию землетрясений. Новейшие и современные движения характеризуются средней величиной градиента скорости. Сравнивая районы с различной величиной среднего градиента (вычисленной для одинакового по продолжительности времени), но обладающие разрывами приблизительно одной и той же длины и сходной историей тектонических движений, мы обнаружим соотношения между верхним пределом энергии, или наибольшим баллом, и средней величиной градиента скорости. Сейчас еще мало данных для таких сопоставлений, но можно привести ряд примеров, основываясь на средней величине градиента за неоген и четвертичный период вместе взятые. Все указываемые ниже средние величины градиента скорости определены автором по литературным материалам.

В советской части Восточных Карпат градиент не превосходит $3 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ и землетрясения достигают 7 баллов при энергии 10^{16} — 10^{17} дж (магнитуда меньше $6\frac{1}{4}$). С приближением к горам Вранча в румынской части Восточных Карпат градиент доходит до $3 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ и даже больше, а интенсивность землетрясений достигает 9 баллов и более при энергии 10^{18} дж (магнитуда от $6\frac{1}{2}$ до $7\frac{1}{4}$). В горах Вранча длина разрывов, порождающих 9-балльные землетрясения, примерно 50—70 км. Разрывы такой длины существуют и в советской части Восточных Карпат. История тектонических движений обеих частей Карпат сходная [444, 475, 538, 627, 719].

На северо-восточном склоне Большого Кавказа, в бассейне р. Кубани, средняя величина градиента скорости порядка $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Здесь достоверно известны землетрясения интенсивностью до 6 баллов (возможно, одно достигло 7 баллов в 1926 г.) при энергии меньше 10^{16} дж (магнитуда от 4 до 5). Юго-восточнее, в Дагестане, где общая история движений и величина разрывов такие же, как в бассейне р. Кубани, средняя величина градиента достигает $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹. Соответственно землетрясения здесь более сильные: много 7-балльных, возникают и 8-балльные при энергии до 10^{18} дж (магнитуда около 6) [109, 329, 494].

На Урале, где средняя величина градиента скорости не превышает $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, землетрясения доходят лишь до 5 баллов при энергии меньше 10^{16} дж (магнитуда меньше 5). Тянь-Шань во многом сходен с Уралом и отличается от него только интенсивностью новейших движений. В Тянь-Шане градиент скорости движений достигает 10^{-8} год⁻¹, соот-

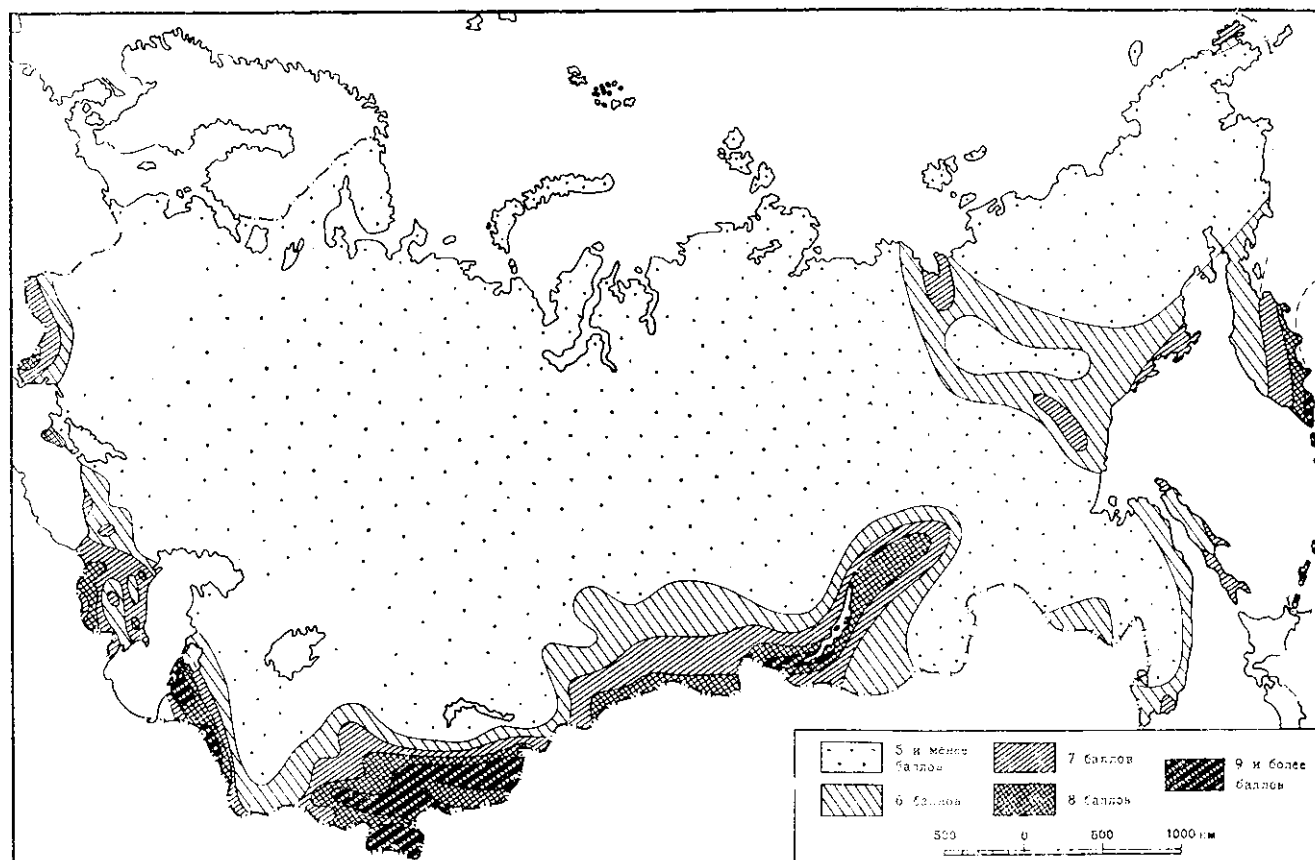


Рис. 77. Карта сейсмического районирования СССР, составленная в Институте физики Земли АН СССР

ветственно и землетрясения здесь сильнее — до 9 и 10 баллов. Энергия землетрясений достигает 10^{19} дж (магнитуда до 8). Таким образом, при сходных геологических условиях одно только различие средней величины градиента скорости новейших движений приводит к увеличению интенсивности известных землетрясений. Возрастание средней величины градиента скорости новейших движений на один порядок сопровождается усилением землетрясений не меньше чем на 2 балла.

Обращаясь к различным сейсмически активным районам альпийской геосинклинальной области, можно обнаружить, что в Венгрии, на границе Западных Карпат с соседними впадинами, где градиент достигает 10^{-8} год⁻¹, интенсивность землетрясений доходит до 8 и 9 баллов. На Камчатке градиент не менее 10^{-8} год⁻¹ и землетрясения достигают 9 баллов.

Наконец, сопоставим карту верхнего предела средней величины градиента скорости новейших тектонических движений для всей территории СССР (см. ниже рис. 104) с картой сейсмического районирования СССР, отражающей наибольшую интенсивность зарегистрированных землетрясений (рис. 77).

Независимо от разной геологической истории в пределах платформенных областей, где градиент не превосходит $3 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, землетрясения обычно достигают 4 баллов [229]. На Балтийском щите известно одно 6-балльное землетрясение [528].

В областях с большей подвижностью (Урал, горы Бырранга, Кольма, Восточное Забайкалье) градиент доходит до $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Соответственно землетрясения имеют интенсивность до 5, изредка 6 баллов. На Северном Кавказе в таких же условиях известно одно землетрясение, возможно достигавшее 7 баллов [494].

Еще более подвижные области советской части Восточных Карпат, Алтая, Саян, Прибайкалья, Верхоянского хребта, с градиентом скорости $3 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, имеют землетрясения интенсивностью до 7 и местами до 8 баллов.

Наконец, в наиболее подвижных областях (Кавказ, Тянь-Шань, Памир и восточная часть Камчатки), где средняя величина градиента до $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹, землетрясения достигают 8—9 баллов и более.

Сопоставление крупных областей проводится с учетом того, что в каждой из них существуют и могут развиваться разрывы протяженностью в несколько десятков и даже сотен километров, т. е. такой длины, которая вполне достаточна для возникновения самых сильных землетрясений. Кроме того, внутри каждой из таких крупных областей существуют участки, где в новейшее время происходит перестройка структуры коры по новому плану. Таким образом, отличия областей в отношении их новейшей истории и длины разрывов можно считать незначительными. Основные различия заключаются в градиенте скорости движений, а также в древней истории движений, с которой, возможно, согласуются особенности физического состояния недр земной коры и подкоревой оболочки (например, распределение температуры).

Если пренебречь различиями в древней истории, то из сопоставления карты средней величины градиента новейших движений на территории СССР с картой, отражающей силу зарегистрированных землетрясений в пределах обширных областей, следует заключить, что увеличение градиента на половину десятичного порядка (т. е. в 3 раза) сопровождается повышением наибольшей интенсивности землетрясений на 1—2 балла.

Имеющиеся данные по территории СССР нанесены на график рис. 78. Наклон линии 2, отражающей среднюю линейную зависимость наибольшего балла от величины градиента скорости, хорошо согласуется с теоретически обоснованной зависимостью, записанной в форме уравнения (8). Этот график имеет большое практическое значение.

Он показывает, какое самое вероятное изменение наибольшей интенсивности землетрясений следует ожидать при переходе от одной зоны к другой, если известно, насколько различаются средние величины градиента скорости в данных зонах. Он позволяет приблизительно, с точностью ± 1 балл, предвидеть верхний предел интенсивности землетрясений в обширных областях, для которых нет сейсмостатистики, но можно за несколько лет определить величину градиента скорости новейших движений.

Разброс точек на рис. 78, соответствующих каждой величине градиента скорости, отражает влияние других факторов на интенсивность землетрясений (прежде всего истории тектонических движений). Верхние

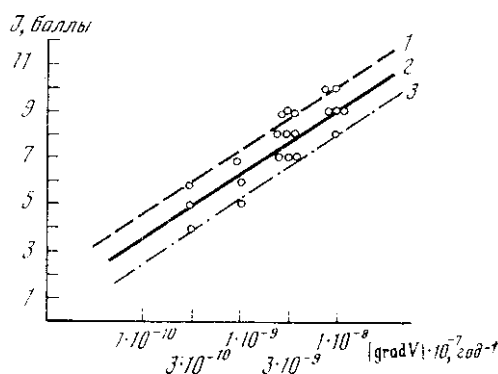


Рис. 78. Схема соотношений между средней величиной градиента скорости новейших движений $|gradV|_m$ и интенсивностью землетрясений I .

1 — для вторично подвижных областей и участков современной перестройки структуры; 2 — для земной коры в среднем; 3 — для геосинклинальных областей и участков с постоянным режимом тектонических движений

точки в каждом вертикальном ряду преимущественно соответствуют областям, которые находятся на более поздней стадии тектонического развития. Например, при градиенте $1 \cdot 10^{-8}$ интенсивность доходит до 9 и 10 баллов чаще во вторично подвижной области Тянь-Шаня, чем в пределах альпийской геосинклинальной области. При градиенте $3 \cdot 10^{-9}$ землетрясения до 9 баллов отмечены в Прибайкальской вторично подвижной зоне, тогда как в альпийской геосинклинали этой величине градиента соответствуют более слабые землетрясения.

Физический смысл влияния истории движений на верхний предел энергии и интенсивности землетрясений заключается в следующем. В альпийских геосинклинальных областях высокая подвижность в новейшее время не представляет собой чего-то нового по сравнению с предыдущим временем. В бывших платформенных областях, ставших вторично подвижными, новейшие активные движения коренным образом отличаются от предыдущих и связаны с глубокой перестройкой структуры коры. Поэтому сопротивление коры деформациям во вторично подвижных областях выше, чем в геосинклинальных, т. е. коэффициенты C из уравнения (8) и Ω из (6) в них имеют большие величины. Сопоставление данных позволяет констатировать, что из-за перестройки структуры интенсивность землетрясений возрастает на 1—2 балла, следовательно, Ω увеличивается на один-два порядка, а C — на одну-две единицы.

Влияние истории движений на интенсивность землетрясений можно отметить также внутри геосинклинальной области. Так, например, на границах молодой наложенной Малой Венгерской впадины при градиенте $1 \cdot 10^{-8}$ интенсивность землетрясений доходит до 9 баллов, тогда как на крыльях длительно развивающихся антиклинорий Карпат и Кавказа такой величине градиента соответствуют землетрясения, в 8 баллов.

Следовательно, там, где начинаются движения по новому плану, а также в местах наложения поперечных тектонических зон на основную зональность, т. е. в областях новейшей перестройки структуры коры, наибольшая интенсивность землетрясений увеличивается на 1—2 балла при той же величине

градиента скорости. В местах со стационарным режимом весьма длительного деформирования коры в одном направлении возможно снижение максимального балла до минимальных известных значений при данной величине градиента скорости (см. рис. 78).

Кроме того, на соотношения наибольшего балла с величиной градиента скорости могут сильно влиять геотермические условия в недрах. Подъем температуры, связанный с молодым вулканизмом или с глубинными процессами, должен снижать максимальную интенсивность землетрясений при данной величине градиента.

Повторяемость землетрясений. Уравнение (12) отражает основные факторы, определяющие повторяемость землетрясений. Из него следует, что сильное влияние на повторяемость оказывает величина градиента скорости тектонических движений. В общей форме это влияние подтверждается при сопоставлении карты верхнего предела градиента скорости новейших движений на территории Советского Союза (см. ниже рис. 104) с картой эпицентров землетрясений СССР (рис. 79). На последней карте больше всего указано землетрясений с магнитудой от 5 до 6 (энергия от 10^{13} до 10^{14} дж), обычно проявляющихся с силой 7 баллов. Особенно много эпицентров таких землетрясений в областях с градиентом до 10^{-8} год⁻¹ (Камчатка, Тянь-Шань, Кавказ). После обработки карты эпицентров землетрясений СССР, а также основываясь на работах Н. А. Введенской [122] и Е. И. Бюса с А. Д. Цхакая [109], можно считать характерной для данных областей повторяемость от $3 \cdot 10^{-4}$ до $30 \cdot 10^{-4}$ на 1000 км^2 в год. Иными словами, на площади 1000 км^2 (или $33 \times 33 \text{ км}$) в среднем одно землетрясение силой 7 баллов возникает один раз в 1000 лет.

В областях с меньшей величиной градиента скорости, достигающей до $3 \cdot 10^{-9}$ (Верхоянье, Саяны, Алтай), средняя повторяемость таких же землетрясений составляет $3 \cdot 10^{-4}$, т. е. на площади 1000 км^2 одно землетрясение один раз за 3000 лет.

При еще меньшей величине градиента ($1 \cdot 10^{-9}$) таких землетрясений (за редкими исключениями) не отмечается. Поэтому их повторяемость много меньше $3 \cdot 10^{-4}$, но вычислить ее уже невозможно.

Таким образом, оказалось, что повторяемость уменьшилась во столько же раз, во сколько уменьшился градиент скорости (в 3 раза).

При детальном изучении сейсмичности Гармского района [96] также было отмечено возрастание повторяемости землетрясений с энергией 10^7 дж почти во столько же раз, во сколько увеличивается средняя величина градиента скорости движений для четвертичного периода.

По-видимому, отмеченные соотношения не случайны. В формуле (12), обоснованной теоретически и проверенной на моделях, логарифм числа землетрясений (а не само число) прямо пропорционален величине градиента скорости. Однако на этот логарифм одновременно влияет вязкость горных пород, которая экспоненциально уменьшается при увеличении градиента скорости. В итоге этих взаимных зависимостей оказывается, что, непосредственно сопоставляя с градиентом скорости только число землетрясений (а не их логарифм), мы должны констатировать почти прямую пропорциональность. Такие соотношения констатированы на моделях (см. рис. 63) и в Гармском районе; они намечаются также для всей территории СССР.

Поэтому, в порядке первого приближения, можно считать, что, повторяемость землетрясений определенной энергии увеличивается при переходе от одной зоны к другой во столько же раз, во сколько раз возрастает средняя величина градиента скорости. Это относится к зонам, которые во всех остальных отношениях сходны между собой. Для количественной оценки влияния других факторов, отраженных формулой (12), фактически данных пока нет. Влияние геологической истории

на повторяемость наиболее сильных землетрясений с магнитудой больше $7^{3/4}$ можно иллюстрировать тем, что они чаще возникают во вторично подвижных областях, чем в альпийских геосинклинальных областях [543].

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ СОВРЕМЕННЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ, НОВЕЙШИМИ ДВИЖЕНИЯМИ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Сейсмичность, регистрируемая в течение последних ста или менее лет, является следствием современных движений ². Поскольку современные движения совпадают с новейшими по знаку на 60—70% площади [455], строгая согласованность сейсмичности со средними характеристиками новейших (неогеновых и четвертичных) движений возможна не более чем на 60—70% площади. В тех местах, где современные движения существенно отличаются от средних для неогена и четвертичного периода, т. е. на 30—40% площади, сейсмичность должна плохо согласовываться со средними характеристиками новейших движений. Поэтому для уточнения прогноза сейсмичности на ближайшие десятилетия необходимо широко развернуть изучение современных движений инструментальными методами.

Сейчас известны некоторые районы, где сейсмичность плохо согласуется со средними характеристиками новейших движений.

В Большой Венгерской впадине 8-балльные землетрясения в окрестностях Кечкемета происходят на равнине, где интенсивные движения недавно возобновились и не получили еще четкого геоморфологического выражения. Существование здесь раньше новейших движений с большим градиентом скорости установлено в результате бурения.

На северном Памире в Заалайском хребте, где средняя величина градиента скорости новейших движений весьма велика, сейсмичность довольно низкая. По данным Н. Н. Леонова [398], здесь градиент скорости значительно уменьшился к концу четвертичного периода.

На границе северного Памира с Тянь-Шанем в Гармском районе в четвертичном периоде установился высокий градиент скорости со знаком, противоположным знаку градиента скорости неогеновых движений. В результате средняя величина градиента скорости новейших движений здесь невелика. Исключительно высокая сейсмическая активность Гармского района объясняется, во-первых, большим градиентом скорости четвертичных движений, во-вторых, недавним изменением знака градиента скорости, который указывает на начало перестройки структуры района по новому плану [96].

Эти примеры показывают, как неравномерность тектонических движений осложняет сопоставление движений с сейсмичностью.

Соотношения между современными движениями и сейсмичностью в принципе ничем не должны отличаться от соотношений между сейсмичностью и новейшими движениями, отраженными в формулах (7), (8) и (12). Вероятно, отличия проявляются лишь в иной величине некоторых численных коэффициентов. Это следует из того, что средние величины градиента скорости движений за длительное время меньше средних значений градиента за короткое время (так как движения весьма неравномерны во времени и часто знакопеременны). Типичные соотношения между средними величинами градиента скорости охарактеризованы в гл. 28 и [193]. Обычно, чем короче время осреднения, тем больше градиент. Однако при длительно устойчивых равномерных движениях этого может и не быть. Кроме того, с настоящим временем может совпа-

² Точнее было бы сказать, что сейсмичность и современные движения являются следствиями деформирования земной коры, вызванного глубинными процессами.— *Прим. ред.*

дать кратковременное ослабление движений и сильное уменьшение градиента скорости.

Количественные характеристики современных движений, полученные путем инструментальных наблюдений в качестве средних для нескольких десятилетий или нескольких лет, не везде дадут нам правильное представление о будущих тектонических движениях. Чем дальше мы будем заглядывать в будущее, тем больше будет вероятность ошибок, обусловленных неравномерностью движений во времени. Поэтому оценки движений будущего времени, от которых зависит будущая сейсмичность, необходимо основывать на сочетании данных о современных движениях с данными о более длительных промежутках времени: голоцене, отдельных эпохах четвертичного периода, всем четвертичном периоде, неогене вместе с четвертичным периодом.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧНОСТИ

В результате изучения новейших и современных движений на исследуемой территории должны быть выявлены их следующие особенности.

1. Общие закономерности проявления этих движений, позволяющие оконтурить различные зоны: с устойчивым режимом движений (поднятий и опусканий), движущиеся знакопеременно (с различной продолжительностью периодов), в которых происходит перестройка структуры по новому плану, где недавно начались движения в новом направлении, где могут начаться движения в новом направлении (в силу общих закономерностей и замедления скорости прежних движений), где на обычную тектоническую зональность накладываются поперечные деформации коры.

2. Средние количественные характеристики движений (величина градиента скорости, скорость) для различных по продолжительности длительных промежутков времени, начиная от неогена с четвертичным периодом и кончая голоценом.

3. Средние количественные характеристики движений (величина градиента скорости, скорость) для различных по продолжительности коротких промежутков времени — столетий, десятилетий, годов.

Все это требуется для установления общей направленности и периодичности тектонических движений, подготавливающих землетрясения, т. е. для оценки сейсмического режима.

4. Средние количественные характеристики движений — градиент скорости (равный скорости изменения наклонов дневной поверхности) для кратчайших промежутков времени — месяцев, суток и часов. Они требуются для регистрации движений, играющих роль «спускового механизма» или непосредственно предшествующих землетрясению, т. е. для указания времени возникновения конкретного землетрясения.

Сейчас можно указать три типа оценок сейсмичности, основанных на количественной интерпретации геологических данных.

Первый тип оценки. Исследуемая территория разделяется на зоны с различной средней величиной градиента скорости новейших тектонических движений. Затем каждая зона подразделяется на участки в зависимости от истории новейших движений. Важно отделить участки с постоянным режимом движений от мест, где происходило уменьшение или увеличение градиента скорости в недавнее время. Необходимо выделять участки, где в ближайшем будущем возможно увеличение градиента скорости, где обычная тектоническая зональность пересекается поперечными зонами деформаций коры. Следует обособить участки современного и четвертичного вулканизма. Важно выделить участки наибольшего развития современных новообразованных и омоложенных

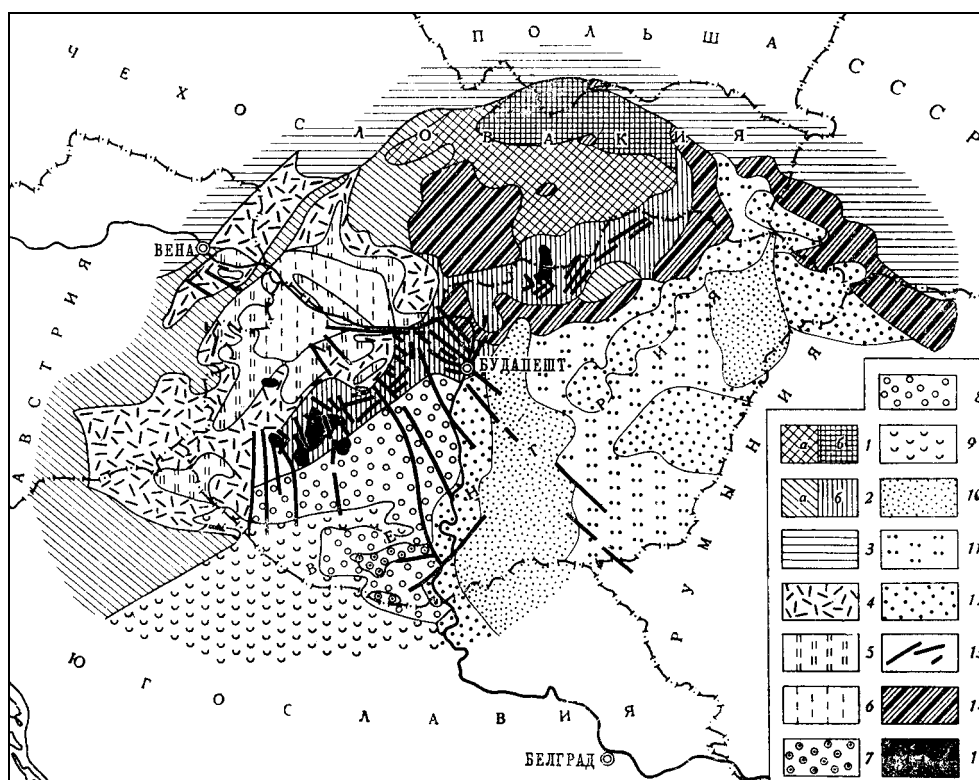


Рис. 80. Схема новейшей тектоники Венгрии (по М. В. Гзовскому, Г. П. Горшкову, Г. А. Шенкаревой)

Альпийско-Карпатский пояс мегантиклинориев. Поднятые участки антиклинориев и их останцов среди наложенных впадин: 1 — наиболее поднятые (более 1500 м) части центральной тектонической зоны Карпат (поднятие началось: а — в мезозое, б — в неогене); 2 — сильно (на 1000—1500 м) и средне (на 200—1000 м) поднятые части центральной тектонической зоны Карпат и Альп (поднятие началось: а — в мезозое, б — в неогене); 3 — сильно (на 1000—1500 м) и средне (на 200—1000 м) поднятые части флишевой тектонической зоны Карпат и Альп (поднятие началось в миоцене). **Наложённые впадины, сформировавшиеся в третичном периоде:** 4 — различно опустившиеся (от 500 до 2000 м) в неогене, слабо поднявшиеся (до 400 м) в четвертичном периоде, поднимающиеся в голоцене части впадин; 5 — различно опустившиеся (от 500 до 2000 м) в неогене, слабо опустившиеся (до 100 м) в четвертичном периоде, возможно, слабо поднимающиеся в голоцене части впадин; 6 — сильно опустившиеся (1500 м и более) в неогене, сильно опустившиеся (более 100 м) в четвертичном периоде, опускающиеся в голоцене части впадин. **Паннонская межгорная впадина.** Менее опущенная часть впадины: 7 — средне поднятые (до 1000 м) в неогене и четвертичном периоде участки, испытавшие в мезозое сильное опускание (более 3000 м); 8 — слабо опустившиеся (до 500 м) в неогене, слабо поднятые (до 300 м) в четвертичном периоде участки; 9 — сильно опустившиеся в неогене (2000 м и более) участки, опускающиеся в четвертичном периоде, погружающиеся в голоцене. **Более опущенная часть впадины:** 10 — сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, поднятые в голоцене до 200 м; 11 — сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, не испытавшие заметного смещения в голоцене; 12 — сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, испытывающие наибольшее опускание в голоцене. **Прочие обозначения:** 13 — главные зоны разрывов, выходящих на поверхность и развивающихся в новейшее время (показаны только в пределах Венгрии); 14 — районы проявления миоценового вулканизма кислого и среднего состава; 15 — районы проявления плиоценового вулканизма основного состава

разрывов и места распространения разрывов различной протяженности по простиранию.

В итоге территория превращается в мозаику сейсмогенических участков. В дальнейшем каждый из них признается однородным по условиям возникновения землетрясений.

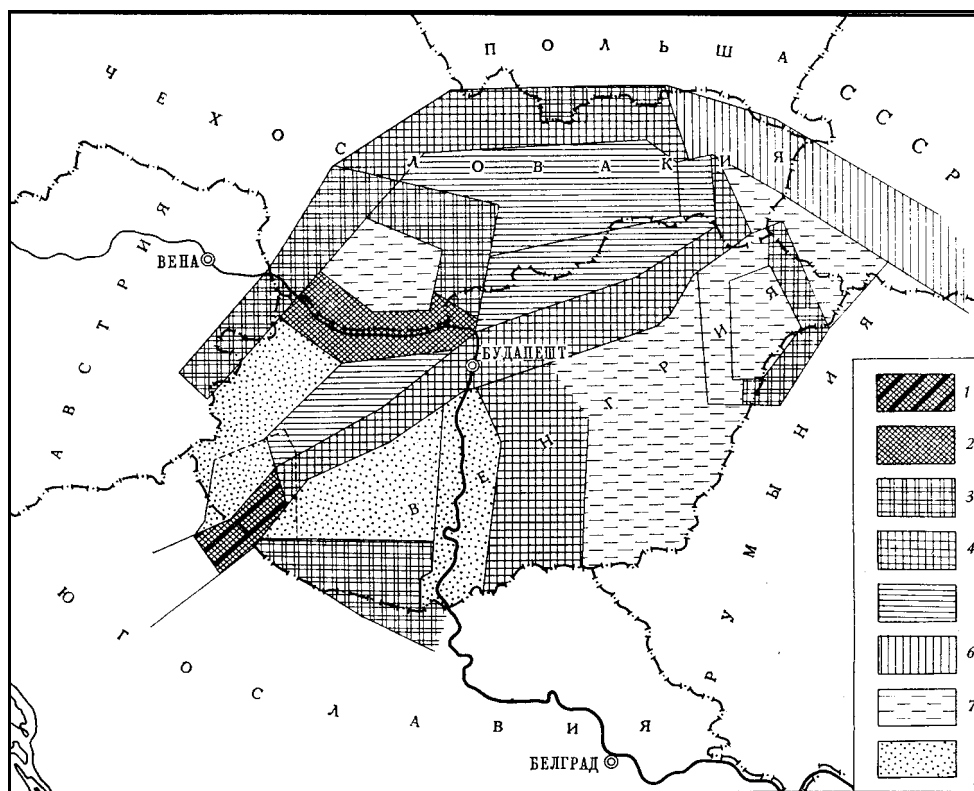


Рис. 81. Схема повторяемости землетрясений Венгрии (по М. В. Гзовскому, Г. П. Горшкову, Г. А. Шенкаревой)

Первый способ изображения (при заданной интенсивности): землетрясения интенсивностью 8 баллов возникают на площади 1000 км^2 в среднем один раз за: 1 — 80 лет; 2 — 250 лет; 3 — 500 лет; 4 — 1000 лет; 5 — 1600 лет; 6 — 3000 лет; 7 — 10 000 лет; 8 — более 10 000 лет. *Второй способ изображения* (при заданной повторяемости): интенсивность землетрясений, возникающих на площади 1000 км^2 один раз в 1000 лет и чаще: 1, 2 — 9 баллов; 3, 4 — 8 баллов; 5, 6 — 7 баллов; 7, 8 — 6 баллов

Сейсмическая опасность территории каждого участка должна считаться одинаковой. Она определяется интенсивностью и повторяемостью землетрясений в пределах участка.

Примером оценки первого типа служит первый вариант карты сейсмического районирования Венгрии, составленный М. В. Гзовским, Г. П. Горшковым и Г. А. Шенкаревой [202]. На рис. 80 приведена карта новейшей тектоники Венгрии с количественной характеристикой движений. На рис. 81 территория Венгрии разделена на участки, которые считаются по геологическим данным сейсмически однородными. Форма участков несколько геометризирована, чтобы было проще вычислять их площадь. Число землетрясений определенной интенсивности и глубины, известных в каждом участке, было разделено на площадь участка и время, для которого имеются сейсмостатистические данные [863]. Так, для разных участков была найдена повторяемость землетрясений, имевших разную интенсивность. Затем, опираясь на данные Д. Чомора и З. Кишша [775] о том, что в Венгрии землетрясения подчиняются обычному закону повторяемости, отраженному формулой (1), мы для каждого участка приняли свойственный ему уровень повторяемости на графике, аналогичном рис. 75, I. Все графики проводились прямолинейно с угловым коэффициентом 0,4, вплоть до землетрясений в 9 баллов. При этом выяснилось, что в разных участках такие землетрясения возникают в сред-

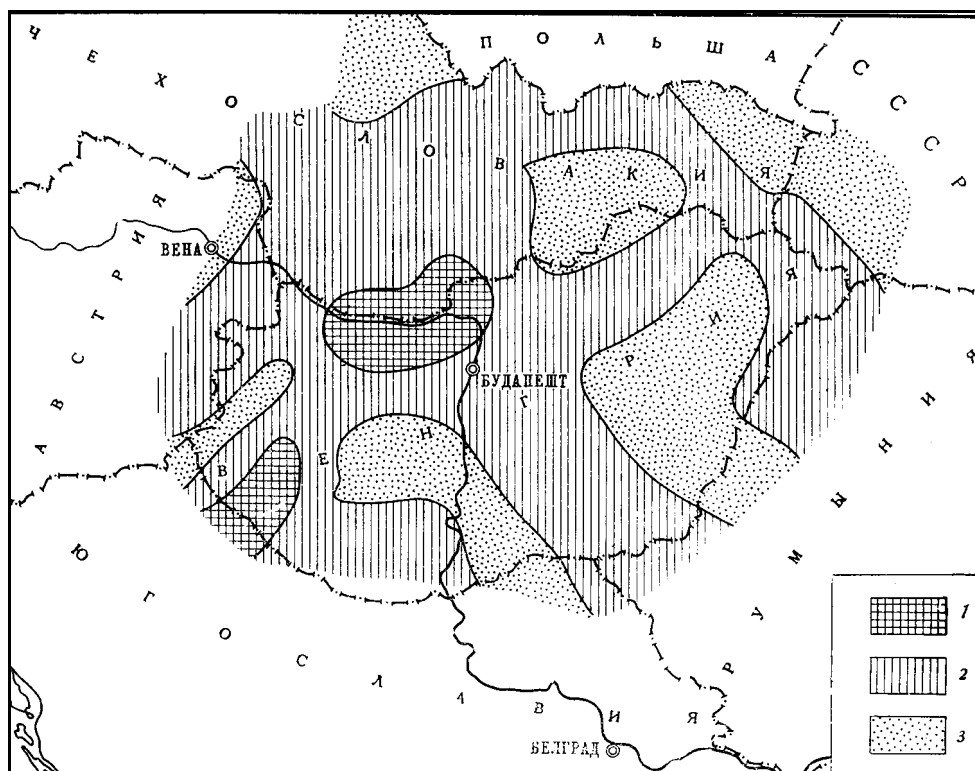


Рис. 82. Карта сейсмического районирования Венгрии (первый вариант) (по М. В. Гзовскому, Г. П. Горшкову, Г. А. Шенкаревой)

Наибольшая интенсивность землетрясений, возникающих в среднем один раз в 1000 лет и чаще: 1 — 9 баллов, 2 — 8 баллов, 3 — 7 баллов

нем один раз в 80, 250, 500, 1000, 1500, 3000, 10 000, больше 10 000 лет на площади в 1000 км².

Было решено показать на карте сейсмического районирования наибольшую интенсивность землетрясений, возникающих на площади в 1000 км² не реже чем один раз в 500 лет. Для этого на графике для каждого участка была проведена горизонтальная линия нормативной повторяемости (аналогичная линии $\lg N_n$ на рис. 75, II). Абсцисса точки пересечения линии нормативной повторяемости с графиком указывала энергию землетрясений $\lg U_n$ с такой повторяемостью. Эта энергия и соответствующая ей интенсивность приписывались каждому участку.

Наконец, принималось во внимание, на какое расстояние могут распространиться колебания разной силы от эпицентров, находящихся вблизи границ участков. Было принято, что наиболее широкое распространение 9-балльных колебаний от эпицентров землетрясений в 9 баллов достигает 12 км, а 8-балльных колебаний от эпицентров землетрясений в 8 баллов — 25 км. Так, из карты участков рис. 81 была получена карта сейсмического районирования (рис. 82), на которой отражены интенсивность и повторяемость землетрясений. Основным закон повторяемости позволяет для каждого участка составленной нами карты легко вычислить повторяемость землетрясений с любой интересующей интенсивностью.

Второй тип оценки. Исследуемая территория сперва разделяется на однородные участки, так же как при первом типе оценки.

Затем участки разделяются на несколько групп (категорий), каждая из которых имеет одну общую оценку сейсмической опасности. Например, участки с относительно малой величиной градиента скорости, но отличающиеся современной перестройкой структуры коры, могут оказаться в одной группе с такими, у которых устойчивый режим движений сочетается с большой величиной градиента скорости. При этом можно опираться на следующие приближенные количественные соотношения.

Верхний предел энергии землетрясений при сохранении неизменными всех остальных условий увеличивается на один порядок, т. е. в 10 раз, а интенсивность возрастает на 1—2 балла, если

- а) средняя величина градиента скорости повышается в 3 раза (на половину порядка);
- б) длина разрывов увеличивается в 2 раза;
- в) появляются движения в новом направлении (с обратным знаком), приводящие к коренной перестройке существующей структуры земной коры;
- г) движения происходят вдоль полос, секущих поперек общую тектоническую зональность.

Повторяемость землетрясений с одинаковой энергией, при постоянстве прочих условий, увеличивается приблизительно:

- а) во столько же раз, во сколько возрастает средняя величина градиента скорости;
- б) во столько раз, во сколько увеличивается общая протяженность зоны, однородной в отношении условий возникновения землетрясений;
- в) не менее чем на один порядок (в 10 раз), если появляются движения в новом направлении (или с обратным знаком), приводящие к коренной перестройке структуры земной коры;
- г) не менее чем на один порядок, если движения происходят вдоль полос, секущих поперек общую тектоническую зональность.

Эти количественные соотношения рекомендуется использовать в качестве первого приближения, а затем уточнять их по отношению к каждой территории.

В итоге на исследуемой территории выделяется много полос с различной ожидаемой сейсмичностью, но все они относятся к немногим (трем-четырем) категориям.

По указанным геологическим признакам можно приближенно оценить различие в сейсмической опасности основных категорий полос, т. е. в максимальной энергии землетрясений или в их повторяемости.

Такова сейсмическая интерпретация геологических данных.

В дальнейшем карта полос сопоставляется с независимо составленной картой сейсмической активности по материалам сейсмостатистики. В итоге для полос каждой категории принимается определенный верхний предел энергии землетрясений и определенный уровень расположения графика повторяемости (см. рис. 75).

Составление карты сейсмического районирования начинается с выбора нормативной повторяемости N_n (см. рис. 75, II). Для полос каждой категории находится энергия землетрясений с этой повторяемостью; данная энергия показывается на карте. Затем границы полос на карте смещаются с учетом того, на какое расстояние могут распространяться сейсмические колебания различной интенсивности от эпицентров, находящихся у границ полос. Это делается в соответствии с таблицей, приведенной на рис. 76, II.

Такой способ оценки сейсмической опасности впервые был коллективно разработан и применен в центральной части Тянь-Шаня И. А. Нерсесовым, В. Н. Крестниковым, Г. И. Рейснером и автором [206].

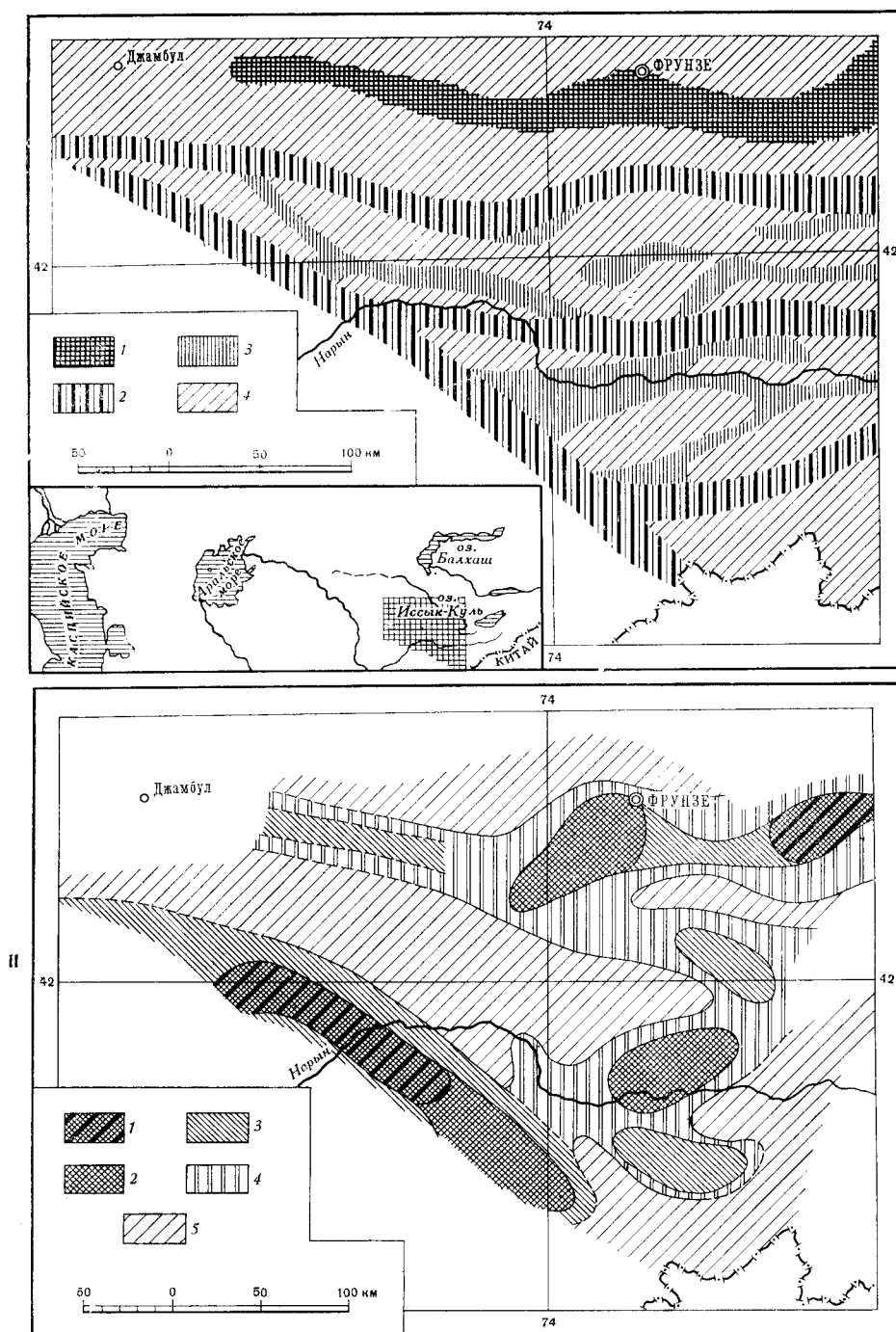


Рис. 83. Карты обоснования схемы сейсмического районирования центральной части Тянь-Шаня (по М. В. Гзовскому, В. Н. Крестникову, И. А. Нерсесову, Г. И. Рейснеру [206])

I. Карта оценки сейсмической опасности по геологическим данным. 1—3 — полосы высоких значений градиента скорости тектонических движений, совпадающие с зонами разрывов, интенсивно развивающихся в неогене и четвертичном периоде (места возникновения землетрясений): 1 — весьма опасные полосы, возможность 9-балльных землетрясений несомненна; 2 — опасные полосы, возможность 9-балльных землетрясений несомненна, но повторяемость их должна быть меньше, чем в предыдущих полосах; 3 — среднеопасные полосы, 9-балльные землетрясения не исключены, но повторяемость их должна быть весьма низкой; 4 — полосы низких значений градиента скорости и слабого развития разрывов в неогене и четвертичном периоде; слабоопасные полосы, возникновение 9-балльных землетрясений почти невозможно. **II. Карта сейсмической активности.** Средняя повторяемость землетрясений с энергией 10^{15} дж один раз в: 1 — 300 лет; 2 — 600 лет; 3 — 1000 лет; 4 — от 4000 до 6000 лет; 5 — слабо активные области, где землетрясения могут достигать 6—7 баллов

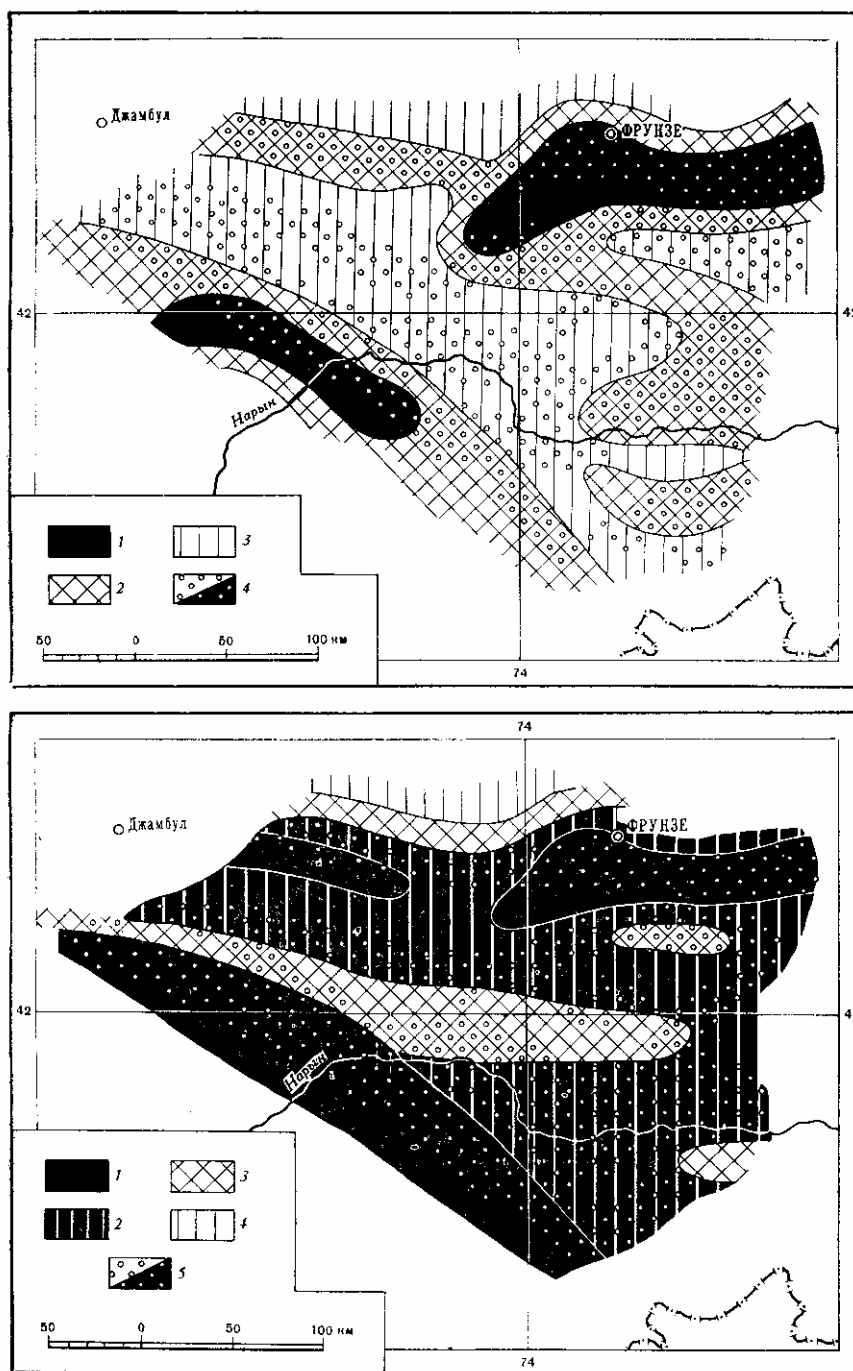


Рис. 84. Схемы детального сейсмического районирования центральной части Тянь-Шаня (по М. В. Гзовскому, В. Н. Крестникову, И. А. Нерсесову, Г. И. Рейснеру [206])

I. Схема для ближайших 50—200 лет. Сейсмические зоны, в которых сотрясения могут достигать: 1 — 9 баллов и более один раз в 200 лет и чаще; 2 — 8 баллов один раз в 50 лет; 3 — 7 баллов; 4 — места наиболее вероятного возникновения землетрясений по геологическим данным. **II. Схема для ближайших 1000 лет.** Сейсмические зоны, в которых сотрясения могут достигать: 1 — 9 баллов и более один раз в 1000 лет и чаще; 2 — 9 баллов и более один раз в 1000—10 000 лет; 3 — 8 баллов; 4 — 7 баллов; 5 — места наиболее вероятного возникновения землетрясений по геологическим данным

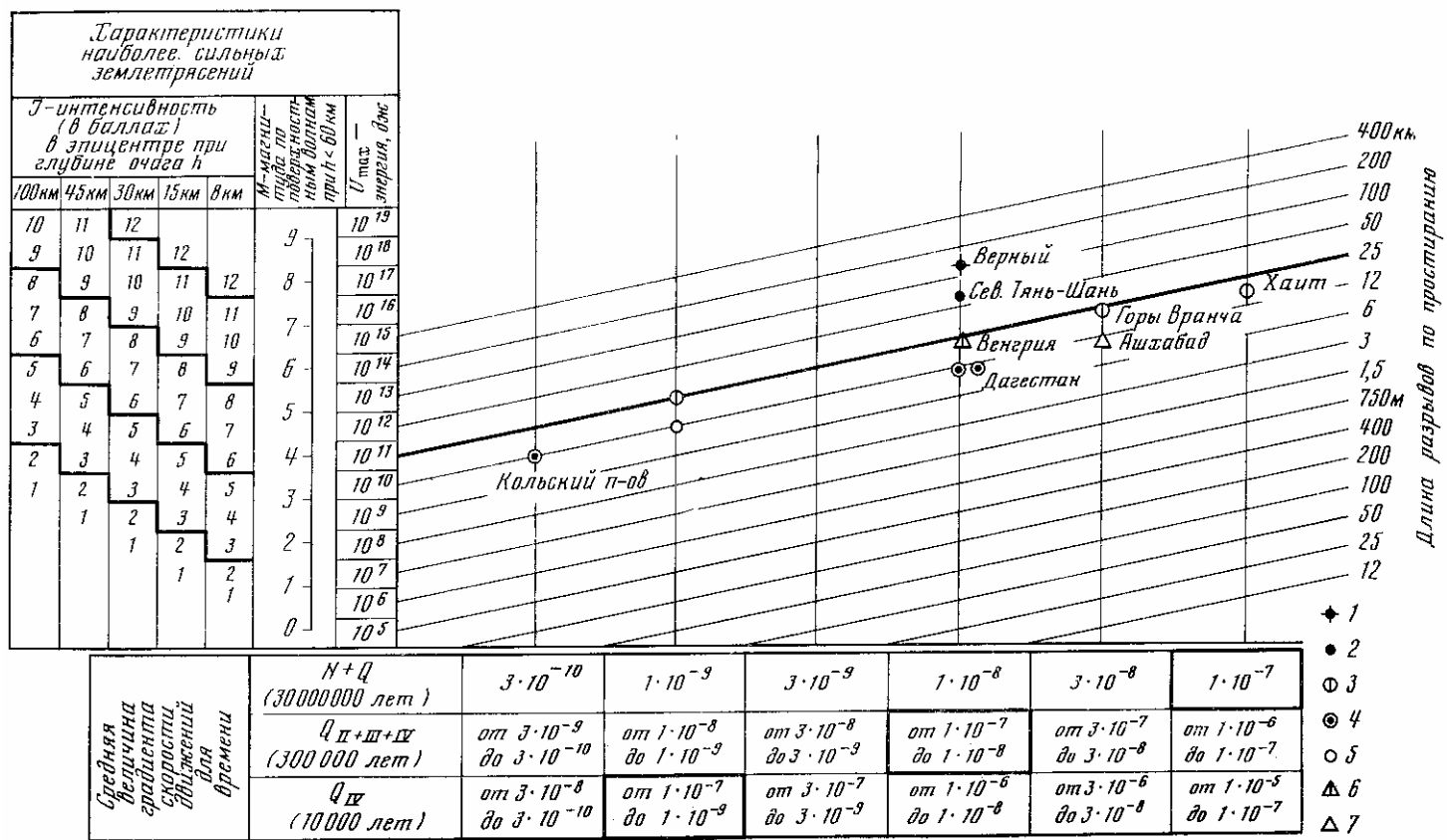


Рис. 85. Схема оценки верхнего предела энергии землетрясений U_{max} по геологическим данным при однообразном режиме новейших тектонических движений земной коры (первый вариант)

Примеры землетрясений, возникших при однообразном режиме тектонических движений и длине разрывов около: 1 – 200 км, 2 – 100 км, 3 – 50 км, 4 – 25 км, 5 – 12 км; примеры землетрясений, возникших при развитии тектонических движений в новых направлениях (при перестройке структуры; и длине разрывов около: 6 – 50 км, 7 – 25 км

Таблица 15

Сейсмогеологическая таблица (первый вариант)

Группа землетрясений	Сейсмические особенности сильных землетрясений						Геологические особенности возникновения сильных землетрясений			
	Расстояние от эпицентра (Δ)					Логарифм относительной величины максимальной амплитуды поверхностных волн (магнитуда M) при Δ больше 200 км	Логарифм энергии землетрясения ($\lg U$), дж	Объем очага (v)		Верхний предел логарифма потенциальной энергии предполагаемого объема очага ($\lg U_{prob}$), дж
	около 10 км		около 100 км	около 1000 км				Нижний предел (v_{min}), км ³	Наиболее вероятная величина (v_{prob}), км ³	
	Наибольшее смещение грунта, см	Период объемных волн, сек	Наибольшее смещение грунта в поперечных, объемных и поверхностных волнах, мм	Наибольшая амплитуда поверхностных волн, мм	Период поверхностных волн, сек					
I	(>100)		>50	>5		$\geq 7,5$	>16,25	3000	(70 000–2 500 000)	19–20
II	(10–100)	10 ⁻¹	5,0–50	0,5–5,0	5–15	7,5–6,5	14,75–16,25	50	(8 000–70 000)	18–19
III	(1–10)		0,5–5,0	0,05–0,5		6,5–5,25	13,5–14,75	4	(70–8 000)	16–18

Геологические особенности возникновения сильных землетрясений

Группа землетрясений	Протяженность		Площадь		Амплитуда относительного перемещения крыльев разрыва при объеме очага v_{prob}	Наблюденная или наиболее вероятная (при постоянстве остальных факторов, определяющих энергию землетрясений) величины градиента скорости (в год ⁻¹) вертикальных тектонических движений $ grad V _m$ — средняя для 2–5 км и для последних:					
	Образовавшегося (обновившейся части) разрыва при постоянстве остальных факторов, определяющих энергию землетрясений					Верхний предел (A_{max}), м	Наблюденная или наиболее вероятная величина (A_{prob}), м	100–600 тыс. лет	1–10 тыс. лет	5–50 лет	
	По простиранию		По падению								Нижний предел (S_{min}), км ²
	Нижний предел (l_{min}), км	Наблюденная или наиболее вероятная величина (l_{prob}), км	Нижний предел (d_{min}), км	Наиболее вероятная величина (d_{prob}), км							
I	10	30–100	5	(15–50)	50	(450–5000)	20–70	5–12	$k \cdot 10^{-7}$ — $k \cdot 10^{-8}$	$m \cdot 10^{-6}$ — $m \cdot 10^{-7}$	$q \cdot 10^{-5}$ — $q \cdot 10^{-6}$
II	(3–10)	15–30	1,5–5	(7,5–15)	4,5–50	(100–450)	10–20	(2,5–5)	$0,3 k \cdot 10^{-7}$ — $0,3 k \cdot 10^{-8}$	$0,3 m \cdot 10^{-6}$ — $0,3 m \cdot 10^{-7}$	$0,3 q \cdot 10^{-5}$ — $0,3 q \cdot 10^{-6}$
III	(0,5–3)	3–15	0,25–1,5	(1,5–7,5)	0,12–4,5	(4,5–100)	2–10	(0,5–2,5)	$0,1 k \cdot 10^{-7}$ — $0,1 k \cdot 10^{-8}$	$0,1 m \cdot 10^{-6}$ — $0,1 m \cdot 10^{-7}$	$0,1 q \cdot 10^{-5}$ — $0,1 q \cdot 10^{-6}$

Примечание. В скобках приведены менее надежные данные; k, m, q — постоянные для каждого района коэффициенты, величина которых от 1 до 10.

На рис. 83, I приведена карта разделения центральной части Тянь-Шаня на сейсмогенетические полосы различной категории.

Рис. 83, II отражает повторяемость землетрясений с энергией 10^{15} дж, т. е. 8–9-балльных, при глубине очага около 10 км. На нем не учтены возможные различия в верхнем пределе энергии. На основании рис. 83, I и II и графиков повторяемости составлены два варианта карты сейсмического районирования [206]. Первый вариант (рис. 84, I) дает оценку наибольшей интенсивности землетрясений в течение ближайших 50—200 лет. Второй вариант (рис. 84, II), являющийся основным, указывает наибольшую интенсивность землетрясений, ожидаемых на протяжении будущих 1000 лет, с разделением территории на сейсмические зоны с различной повторяемостью во времени (вероятностью) самых сильных толчков.

Третий тип оценки. Как и в предыдущих двух типах оценки сейсмической опасности, территория разделяется на сейсмогенетические участки, однородные в отношении условий возникновения землетрясений. Эти участки группируются в полосы разных категорий.

Специфика оценки третьего типа заключается в том, что приближенно указываются не только относительные (как при оценке второго типа), но и абсолютные значения главных характеристик сейсмичности, т. е. верхнего предела энергии, наибольшей интенсивности в баллах и повторяемости землетрясений в полосах разной категории. В настоящее время абсолютные оценки сейсмичности могут даваться лишь весьма приближенно на основании примеров соотношений между длиной разрывов и величиной градиента скорости при возникновении ряда сильных землетрясений. Такие примеры абсолютных оценок сейсмичности по геологическим данным имеются по центральной части Тянь-Шаня (см. рис. 83, I), где для полос первой и второй категорий установлена возможность возникновения 9-балльных землетрясений. Все эти данные обобщены на рис. 85 и в сейсмогеологической табл. 15.

Оценки всех трех типов весьма приближены. Для их уточнения необходимо собрать большой материал о современных движениях в сейсмически активных областях.

ГЛАВА 26

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОБЗОРНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ (на примере средней Азии)

ОБЩАЯ СХЕМА ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Обзорное сейсмическое районирование, т. е. определение сейсмической опасности на больших территориях, является весьма сложной научной задачей.

Методы сейсмического районирования различаются в основном подходом к решению трех главных вопросов районирования: I — разделение территории на зоны с квазиоднородными условиями возникновения землетрясений; II — оценка опасности собственных землетрясений каждой квазиоднородной зоны; III — учет распространения сотрясений из различных зон.

Можно говорить о существовании четырех типов обзорного сейсмического районирования, рассматриваемых ниже.

Районирование по сейсмологическим данным. Разделение территории на квазиоднородные зоны и оценка собственной опасности зон осуществляются только по сейсмологическим данным и критериям; например, по картам эпицентров или картам сейсмической активности. Районирование производится с учетом лишь общих сейсмологических закономерностей распространения и затухания волн с расстоянием. Этот подход наиболее прост, и поэтому он неоднократно привлекал внимание многих исследователей [102, 225, 229, 230, 488, 489, 583, 584, 587]. Однако отдельные несоответствия между новыми землетрясениями и картами, составленными по данной схеме, заставляют обращать внимание не только на сейсмологические, но и на тектонические данные.

Районирование по сейсмологическим данным с частичным использованием качественных тектонических данных. Территория разбивается на квазиоднородные зоны по сейсмологическим данным. Эти зоны сопоставляются с зонами, выделенными по качественным тектоническим признакам. Затем производится разделение на зоны, в котором отражаются как сейсмологические, так и тектонические данные. Последующие оценки собственной опасности зон и сейсмическое районирование, с учетом сотрясений, вызываемых источниками из других зон, осуществляются по одним сейсмологическим данным без привлечения тектонических данных. Такое сейсмическое районирование является наиболее распространенным в обзорных работах [47, 225, 229, 230, 260, 542, 543].

Районирование с однократным сопоставлением сейсмологических и количественных тектонических данных. Разделение территории на квазиоднородные зоны и оценка опасности зон производится по сейсмологическим данным. Одновременно ведется параллельное разделение на зоны, а также самостоятельная оценка опасности зон по тектоническим данным с использованием количественных критериев. Последующее сопоставление оценок опасности, основанных на различных материалах, приводит к комплексной тектоно-сейсмологической¹ оценке опасности каждой зоны. Наконец, учет сотрясений, распространяющихся из различных зон, при окончательном сейсморайонировании производится по одним сейсмологическим закономерностям. Данная схема была разработана и использовалась при детальном сейсмическом районировании в связи с проектированием крупных гидротехнических сооружений [102, 205, 206 и др.].

Районирование с многократным сопоставлением сейсмологических и количественных тектонических данных. Эта схема, излагаемая ниже, была выработана в процессе обзорного сейсмического районирования Средней Азии. На I этапе происходит разделение территории на зоны независимо по сейсмологическим и тектоническим данным. Сопоставление получившихся зон приводит к тектоно-сейсмологическому разделению территории на квазиоднородные зоны. На II этапе последние зоны получают независимые оценки опасности от собственных землетрясений по сейсмологическим и тектоническим признакам. Последующее сопоставление результатов приводит к согласованной тектоно-сейсмологической оценке. На III этапе учет распространения сотрясений из различных зон производится по сейсмологическим материалам. Вместе с тем принимаются во внимание тектонические сведения о структуре коры. В итоге совместного использования всех данных составляется окончательная карта сейсмического районирования.

Возможности повышения точности сейсмического районирования, которые появляются при многократном сопоставлении сейсмологических и количественных тектонических данных, раскрыты нами далеко не полностью. Карта сейсмического районирования Средней Азии требует

¹ В термине «тектоно-сейсмологическая» акцентируется основная роль сейсмологических данных. Термином «сеймотектоника» обозначается особое направление в тектонике, специализированное на вопросах, связанных с землетрясениями.— *Прим. ред.*

дальнейшего уточнения. Поэтому проведенное ниже описание надо рассматривать в качестве общей характеристики методического подхода, который предлагается развивать. Публикуемые границы зон на карте сейсмического районирования Средней Азии были проведены коллективно. Авторами этой карты являются В. И. Бунэ, Е. М. Бутовская, Н. А. Введенская, В. Н. Гайский, М. В. Гзовский, Г. П. Горшков, К. К. Джанузаков, В. Н. Крестников, С. В. Медведев, И. А. Нерсесов и Е. А. Розова.

ПРИМЕР СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия обладает наибольшей сейсмичностью в пределах материковой части СССР. Это обстоятельство, а также исключительная выразительность геологических процессов привели к тому, что именно в Средней Азии было проведено особенно много сейсмологических и сеймотектонических исследований. Для Средней Азии или отдельных ее частей составлены наиболее ранние карты сейсмического районирования, которые в дальнейшем улучшались (Д. И. Мушкетов, Г. П. Горшков, И. Е. Губин, Б. А. Петрушевский, Н. А. Введенская, В. И. Бунэ, В. Н. Крестников, И. А. Нерсесов, М. В. Гзовский и др.).

С 1955 г. в Средней Азии получили широкий размах экспедиционные исследования, включавшие детальные сейсмологические и специализированные геологические наблюдения. Такие работы были выполнены в Гармском, Душанбинском и Нурекском районах в Таджикистане, в Приташкентском районе в Узбекистане и в бассейне р. Нарын в Киргизии. Все эти работы сопровождалось рассмотрением вопросов региональной сейсмологии: определением мощности и скоростного разреза земной коры в разных районах; выяснением энергии и механизма очагов землетрясений; изучением поглощения сейсмических волн и др. Координаты очагов землетрясений определялись с точностью, доходившей до ± 1 км; общее число проанализированных землетрясений составляет десятки тысяч; энергия рассмотренных землетрясений находится в диапазоне от 10^4 до 10^{18} дж.

Исследовались общие закономерности распределения землетрясений в пространстве и времени и развивались принципы сейсмического районирования по комплексу сейсмостатистических и тектонических признаков. В опытный порядок проводилось детальное сейсмическое районирование нового типа в масштабе от 1 : 500 000 до 1 : 1 000 000, при котором указывались не только интенсивность, но и средняя повторяемость ожидаемых землетрясений. Это делалось на основе сведений о максимальной интенсивности и энергии редких сильных землетрясений, статистически обоснованных характеристик режима слабых землетрясений, количественных геологических критериев сейсмической опасности и данных об инженерно-сейсмологических условиях в каждом районе.

Разделение территории на зоны с квазиоднородными условиями возникновения землетрясений

Разделение по сейсмологическим данным

Характеристика землетрясений по энергии сейсмических волн. Для сейсмического районирования необходимо использовать не только наиболее полные сведения о землетрясениях последних лет, но также все сведения о сильных землетрясениях за весь исторический период времени. Надежность суждений о сейсмичности района будет тем больше, чем за больший период времени использованы наблюдения над землетрясениями. В то же время для получения количественных данных о сейсмичности в виде параметров сейсмического режима A_{10} (повторяемость

землетрясений с $K = 10$) и ν (угловой коэффициент графика повторяемости) необходимо, чтобы землетрясения за весь интервал времени наблюдений имели единую классификацию по силе.

Землетрясения Средней Азии за 1885—1927 гг. классифицированы в основном по балльности; для 1927—1964 гг. землетрясения с $M > 4$ имеют оценку силы в виде магнитуды, определенной по амплитудам и периодам поверхностных волн, а за 1956—1963 гг. для всех землетрясений определены классы K по палетке Т. Г. Раутиан [569]. Для ряда землетрясений нет данных о смещениях ни в объемных, ни в поверхностных волнах. Классификация таких землетрясений по силе производилась на основании данных о дальности регистраций.

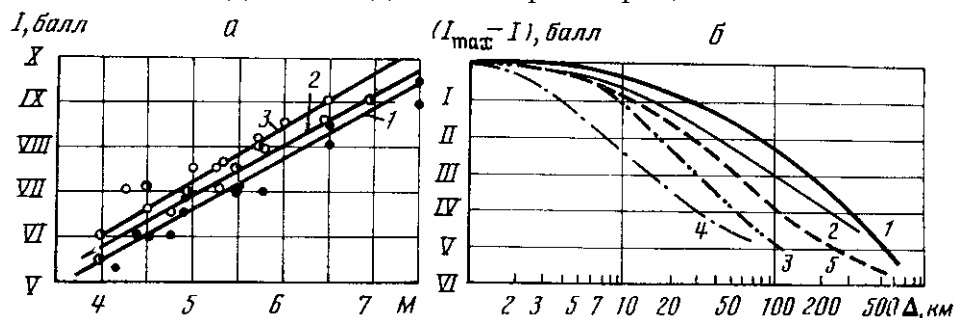


Рис. 86. Интенсивность землетрясений Средней Азии

a — зависимость интенсивности в эпицентре I_{\max} от величины магнитуды M для различных районов: 1 — Северный Тянь-Шань, 2 — Ферганская впадина, 3 — Таджикская депрессия; *b* — кривые уменьшения интенсивности I с удалением от эпицентра для различных районов Средней Азии: 1 — Северный Тянь-Шань вдоль простирания структур, 2 — то же, вкrest простирания структур, 3 — Таджикская впадина вдоль простирания структур, 4 — то же, вкrest простирания структур, 5 — Ферганская впадина (сводная кривая)

Для классификации землетрясений по единой шкале необходимо было установить зависимость между энергией землетрясений E , магнитудой M , балльностью I (по шкале С. В. Медведева) и дальностью регистрации.

Для перехода от энергии землетрясений ($K = \lg E$ дж) к магнитуде M для Средней Азии использовались формулы Т. Г. Раутиан [569]:

$$K = 3,9 + 1,87M \quad \text{при } K \leq 15,$$

$$K = 8,1 + 1,16M \quad \text{при } K \geq 15.$$

Зависимость между энергетическим классом K и дальностью регистрации землетрясений приборами общего типа дана В. И. Бунэ [92]

Зависимость между балльностью в эпицентре I_{\max} и магнитудой M или энергетическим классом K более сложная. Прежде всего балльность в эпицентре сильно зависит от глубины очага, которая для сильных землетрясений Средней Азии определена только в отдельных случаях. Общая зависимость между балльностью, магнитудой и глубиной очага h дается в работе Н. В. Шебалина (701):

$$I_{\max} = 1,5M - 3,51 \lg h + 3,0$$

при $0 < h < H_a$ (H_a — глубина астеносферы).

Н. А. Введенская [124] изучала зависимость балльности в эпицентре от магнитуды для трех регионов Средней Азии с различным тектоническим строением (рис. 86). При проведении анализа глубина очага не учитывалась из-за отсутствия данных. Имеющиеся сведения о глубинах очагов слабых землетрясений, определенных при экспедиционных исследованиях в этих районах, не дают основания думать, что полученные результаты обусловлены различной глубиной очагов. Из рис. 86 сле-

Таблица 16

Соотношение между энергетическим классом, магнитудой, площадью сотрясений и дальностью регистрации для землетрясений Средней Азии

K	M	I_{\max} , баллы ($h = 5 \div 10$ км)	Площадь сотрясений S , тыс. км ²		Дальность регистра- ции прибо- рами обще- го типа, Δ_{\max}^0
			$I \geq 8$ баллов	$I \geq 7$ баллов	
18	$M > 8,10$	9—10	$S \geq 10$	$S \geq 30$	Более 90
17	$7,25 < M \leq 8,00$	9—10	$2 \leq S < 10$	$10 \leq S < 30$	
16	$6,50 < M \leq 7,25$	9	$0,5 \leq S < 2$	$1 \leq S < 10$	
15	$5,50 < M \leq 6,50$	9	$0,05 \leq S < 0,5$	$S < 1,0$	
14	$5 < M \leq 5,50$	8	—	—	
13	$4,50 < M \leq 5$	7	—	—	
12	$4 < M \leq 4,50$	6	—	—	
11	$3,50 < M \leq 4$	5	—	—	
10	$3 < M \leq 3,50$	4	—	—	
9	$2,50 < M \leq 3$	3	—	—	2,5—4

дует, что при одной и той же магнитуде землетрясений в Северном Тянь-Шане их обычная интенсивность в эпицентре, а также уменьшение интенсивности с удалением от эпицентра оказываются меньшими, чем в Ферганской и Таджикской впадинах. Это утверждение не отрицает влияния глубины очага на расположение изосейст и балльность в эпицентре. Оба эти фактора действуют независимо.

Исходя из полученных данных, можно думать, что с M или K имеет смысл сопоставлять не только интенсивность в эпицентре, но и площадь, окруженную второй или третьей изосейстой. Такая работа была проведена для землетрясений с $K = 18 \div 15$.

Использование для определения M или K данных о максимальном радиусе осязчивости, как это сделано при изучении землетрясений Европы [780, 823], оказалось невозможным для Средней Азии, окруженной огромными пустынями с малой плотностью населенных пунктов.

На основании всех полученных зависимостей была составлена табл. 16, которая дает связь между K , M , S и Δ_{\max}^0 и позволяет установить единую классификацию землетрясений по энергии для всего исследуемого периода времени. Поскольку для большей части землетрясений (особенно слабых с $M < 4$) определено K и не определено M , естественно было на основании табл. 16 провести классификацию по K для всех известных нам землетрясений Средней Азии.

Для землетрясений с очагами, расположенными под земной корой, основы классификации землетрясений по энергии, а также по магнитуде, еще недостаточно разработаны, поэтому количественное изучение сейсмичности проводилось нами только для землетрясений, очаги которых расположены в пределах земной коры.

Распределение землетрясений в пространстве. При обобщении сейсмостатистических данных основной задачей являлось представление материалов в виде, удобном для использования их при сейсморайонировании. С этой целью были построены следующие карты и графики.

На рис. 87 показана карта эпицентров землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4$) за 1885—1963 гг. при любой точности их определения. Землетрясения с $K \geq 12$ при неглубоком залегании очага могут проявляться в эпицентре с силой до 6 баллов и потому представляют непосредственный интерес для районирования.

На рис. 88 дана карта точных эпицентров, на которую нанесены землетрясения классов А и Б (ошибка в определении положения эпицентров

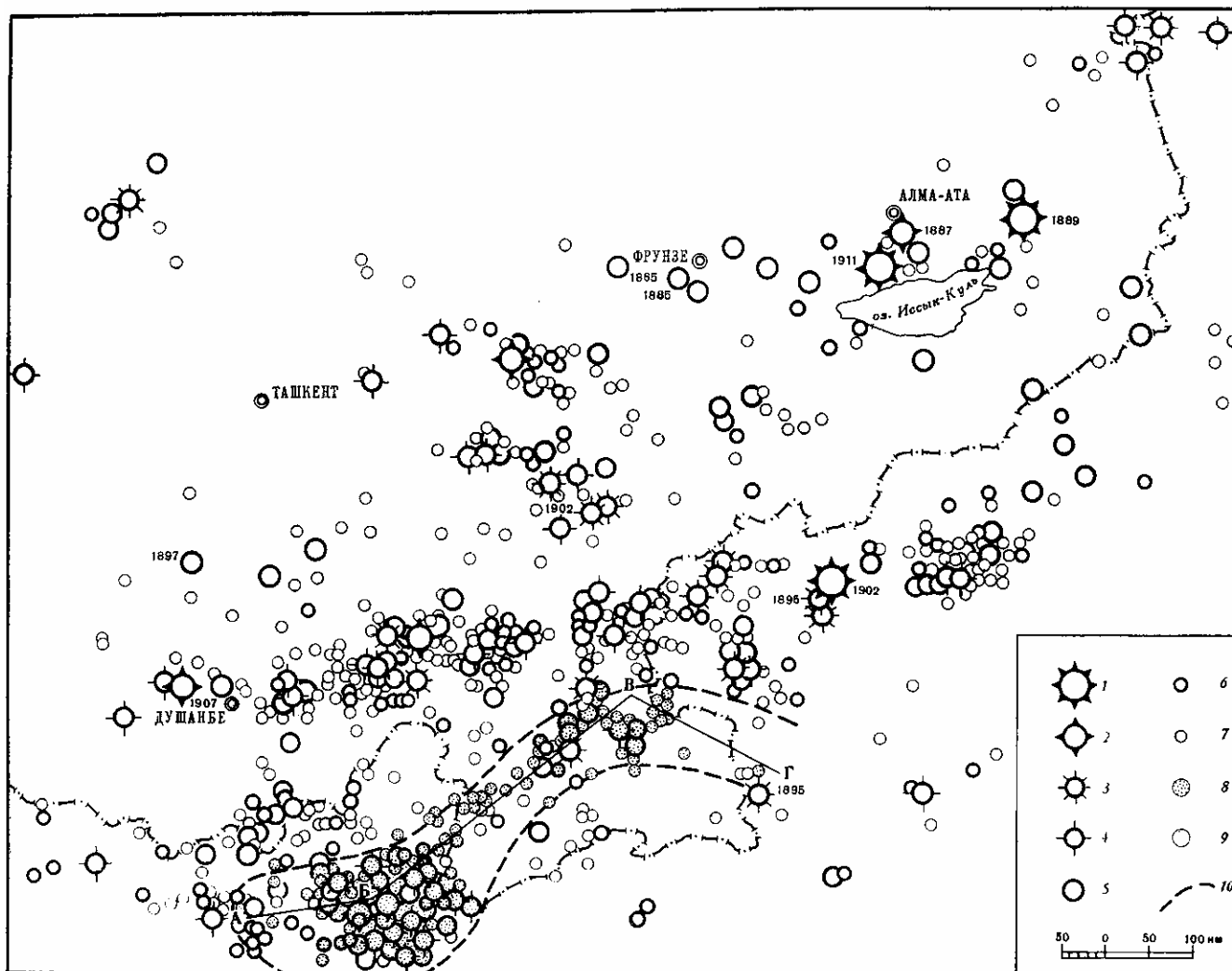


Рис. 87. Эпицентры всех землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4$), зарегистрированных за 1885-1963 гг.

1 - 7 - классификация по энергии $K=18 \div 12$ (эпицентры с $K=12$ приведены за 1956-1963 гг.); классификация по глубине очага: 8 - глубина очага 100-300 км, 9 - очаг в земной коре, 10 - граница зоны, землетрясения которой изображены на профиле АБВГ (см. рис. 89)

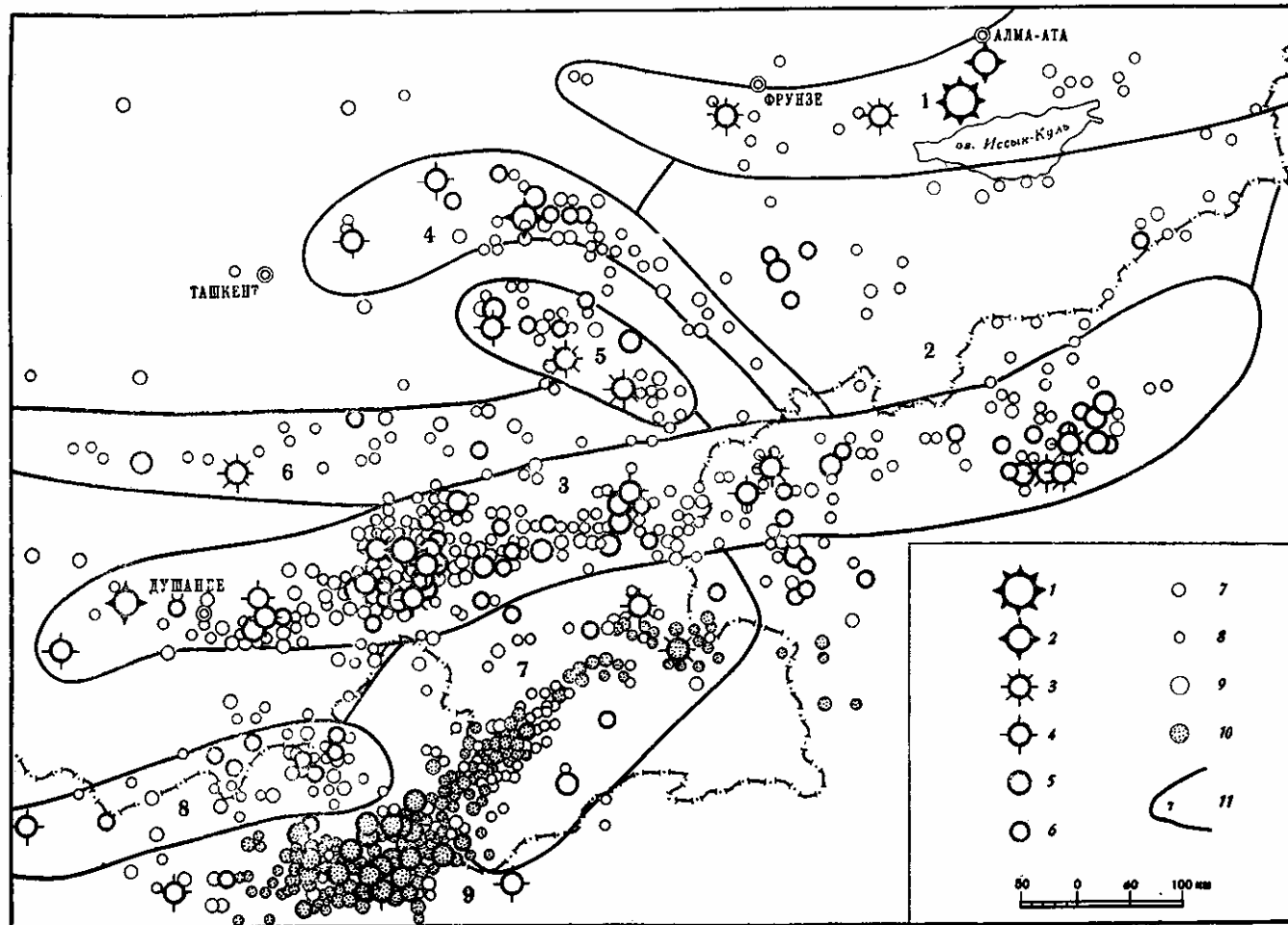


Рис. 88. Точные эпицентры (классов А и В) и схема основных сейсмоактивных зон Средней Азии за 1956-1963 гг.

1-8 классификация землетрясений по энергии $K=18 \div 11$; классификации землетрясений по глубине очага; 9 - очаг в земной коре, 10 - глубина очага 100-300 км, 11 - граница сейсмоактивных зон 1-9 (см. табл. 17).

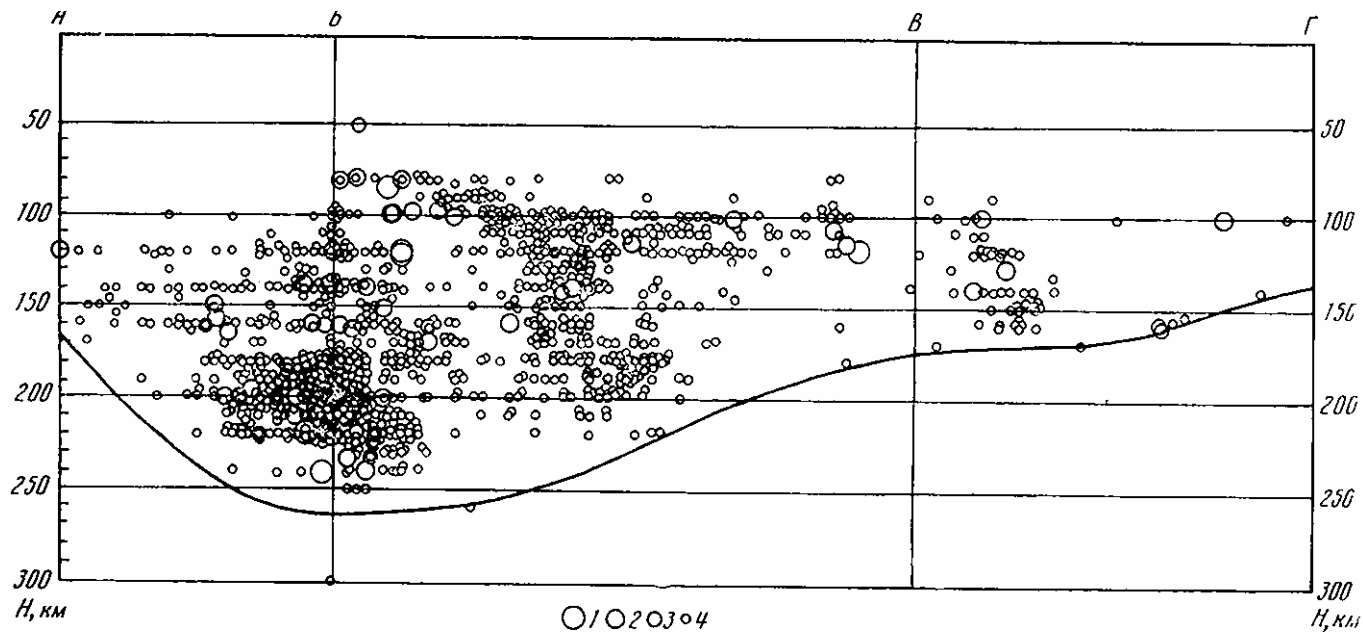


Рис. 89. Сейсмический разрез через Памиро-Гиндукушскую зону (по линии АБВГ на рис. 87) для подкорковых землетрясений классов точности А и Б

1 - $6\frac{1}{2} \leq M \leq 7\frac{1}{4}$; 2 - $5\frac{1}{4} \leq M \leq 6\frac{1}{4}$; 3 - $4\frac{1}{4} \leq M \leq 5$; 4 - $M \leq 4$. Гипоцентры землетрясений, возникших в земной коре, на разрезе не показаны

не превосходит 25 и 50 км соответственно). Эта карта при сейсморайонировании используется для оконтуривания зон равной сейсмической опасности.

Распределение землетрясений по глубинам очагов характеризуется двумя графиками: 1) для Памиро-Гиндукушской зоны глубоких землетрясений (рис. 89) на разрез линии АБВГ (см. рис. 87) наносились очаги землетрясений ($H > 50$ км) классов А и Б из полосы шириной 50 км; 2) для Душанбинского района (рис. 90) график получен на основании

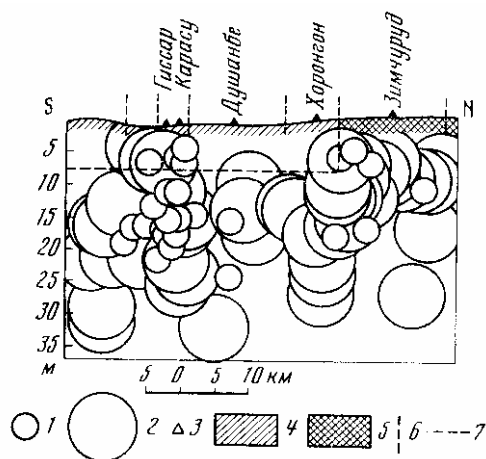


Рис. 90. Разрез по меридиональному профилю, проходящему через Гиссарскую долину (г. Душанбе)

Гипоцентры землетрясений, определенные с точностью: 1 — $\pm 2,5$ км, 2 — ± 5 км; 3 — сейсмические станции; 4 — кайнозойские и мезозойские отложения; 5 — палеозойские породы; 6 — основные разломы, зарегистрированные на поверхности (по геологическим данным); 7 — предполагаемая верхняя граница палеозойского основания (по сейсмическим данным)

наблюдений экспедиционной сети станций. Вообще глубины очагов, расположенных в земной коре, достаточно уверенно определяются в основном по наблюдениям экспедиционной сети станций. Аналогичное распределение землетрясений по глубинам получено для Северного Тянь-Шаня [221], Центрального Тянь-Шаня, Ферганской долины [488, 545], Гармской области [582].

На основании карт и графиков (рис. 87—90) можно сделать следующие выводы о расположении очагов землетрясений Средней Азии:

1. Все землетрясения с очагами под земной корой располагаются в пределах Памиро-Гиндукушской зоны.

2. На остальной части исследуемой территории очаги расположены только в пределах земной коры. На основании анализа экспедиционных наблюдений во многих районах Средней Азии установлено, что большая часть землетрясений, расположенных в земной коре, имеет глубины очага от 5 до 15 км. Значительно меньшая часть землетрясений имеет очаги на глубине 20—30 км и менее 5 км, и лишь отдельные землетрясения имеют глубину очага 30—40 км. Какой-либо определенной зависимости глубин очагов от геологического строения района пока не установлено, так же как не установлена приуроченность очагов к так называемым фокальным поверхностям на глубинах 10, 20 км и более.

3. Очаги землетрясений расположены не беспорядочно, а в виде протяженных зон, имеющих определенную связь с геологическим строением региона. Чтобы более ясно понять закономерности в расположении этих зон, необходимо знать основные данные о геологическом строении региона.

Разделение по тектоническим данным

Историко-тектоническое районирование. Равнины, окружающие высокогорную Среднюю Азию, в тектоническом отношении являются платформами различного возраста. Таримская часть Китайской платформы

существует с докембрия (зона А на рис. 91). Центрально-Казахстанская и Туранская части платформы сформировались на протяжении палеозоя (зоны Б, В, Г на рис. 91). Внутри последних имеются участки, в которых подвижность земной коры резко уменьшилась в середине палеозоя, а местами может быть и в докембрии (срединные массивы). Однако большая часть территории стала малоподвижной начиная с мезозоя, т. е. после герцинского этапа. Поэтому она в целом считается эпигерцинской платформой.

Высокогорная часть Средней Азии является областью активизации тектонических движений в третичном и четвертичном времени на месте бывшей платформы. Только южная ее часть — Памир — относится к активизированной альпийской геосинклинальной области (зона Д на рис. 91).

Эпигерцинская платформа. Часть эпигерцинской платформы, расположенная севернее высокогорной Средней Азии, включает в себя особенно много участков, ставших малоподвижными в середине палеозоя (после каледонского этапа). В целом она характеризовалась пониженной подвижностью во второй половине палеозоя. Поэтому данную территорию называют парагеосинклиналью (зона В на рис. 91). Другая часть эпигерцинской платформы, лежащая западнее высокогорной Средней Азии, в герцинском этапе включала в себя много высокоподвижных геосинклинальных участков (зона Г на рис. 91).

Кроме того, на рис. 91 изображены многочисленные частные тектонические зоны, различающиеся по истории тектонических движений. Наибольшие различия между ними характерны для палеозойской истории. В ослабленной форме они унаследованно проявлялись в мезозое и кайнозое.

В пределах платформы земная кора в течение мезозоя, третичного и четвертичного периодов испытывала медленные вертикальные движения (меньше 50 и редко до 100 м/млн. лет) с небольшим градиентом скорости (не более $3 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹) в среднем для десятков миллионов лет. Мощность земной коры здесь повсюду от 35 до 40 км (редко 45 км).

Слагающие верхнюю часть коры кайнозойские и мезозойские (местами и верхнепалеозойские) полого залегающие осадочные породы обычно имеют мощность не более 2 км (изредка до 3 км); распространены они не везде. Из-под них в ряде мест выходят нижележащие смятые в складки и в различной мере метаморфизованные палеозойские терригенные, магматические и карбонатные породы, образующие верхнюю часть гранитного слоя коры, которая доходит до глубин 10—15 км. Реже на поверхность выходят сами граниты и гнейсы, из которых состоит нижняя часть гранитного слоя.

В антеклизмах земная кора преимущественно испытывает поднятие и сейчас. Синеклизмы испытывают сейчас опускание.

Область активизации. Высокогорная часть Средней Азии начала испытывать интенсивные тектонические движения с конца олигоцена; они происходили в неогене и четвертичном периоде и продолжаются в настоящее время. Скорости этих («новейших») вертикальных движений обычно более 100, нередко более 150, изредка более 200 м/млн. лет (в среднем для 30—40 млн. лет). Средняя величина градиента скорости во многих местах достигает 10^{-8} год⁻¹ и выше.

В новейшее время высокогорная часть качественно отличается от окружающих ее платформ. Однако в палеогене и мезозое здесь были такие же платформенные (а в палеозое геосинклинальные) условия, как и на окружающих территориях. Поэтому высокогорную часть Средней Азии относят к числу областей послеплатформенной активизации тектонических движений в новейшее время [58, 59, 183, 185, 191, 360, 499, 543, 575, 576, 628, 714]. Исключением является Памир, где геосинклинальные условия были не только в течение палеозоя, но сохранились в мезозое и

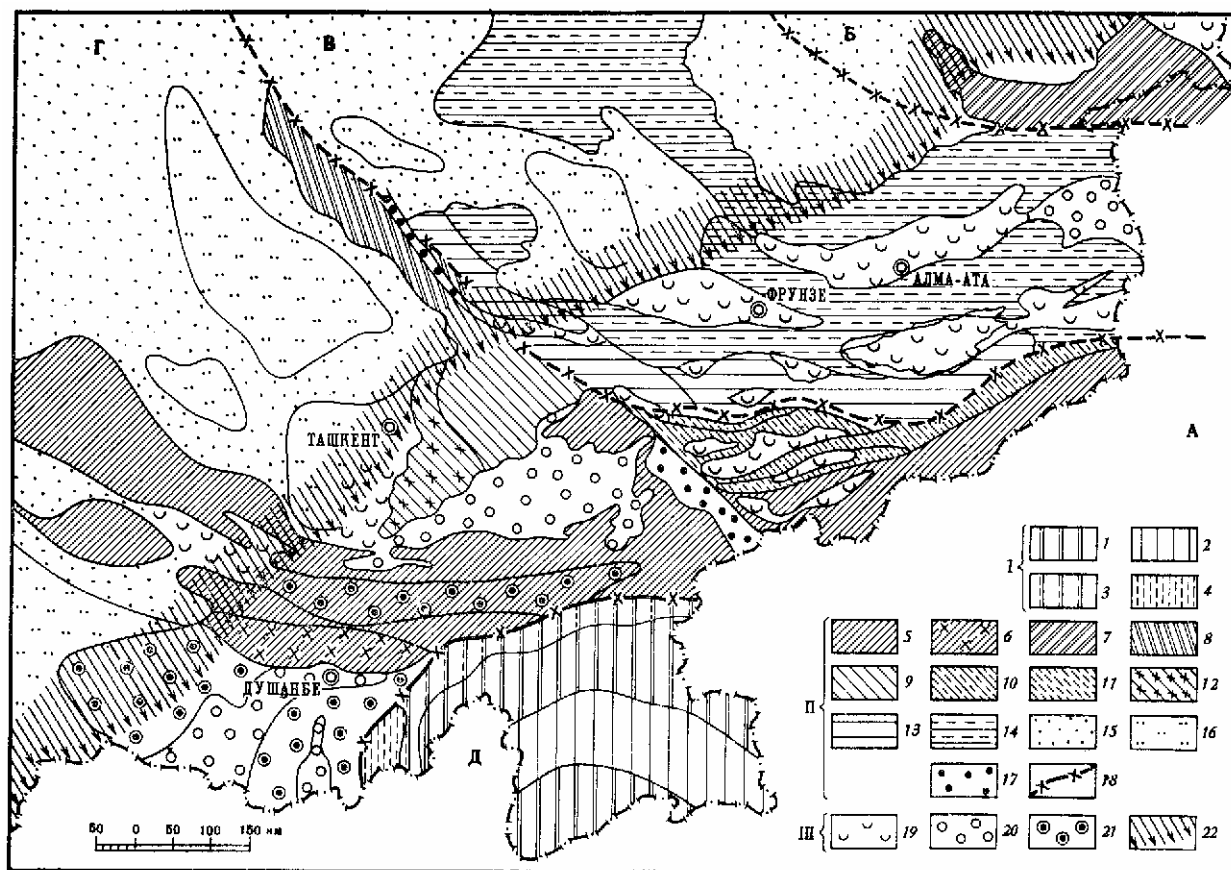


Рис. 91. Схематическая тектоническая карта Средней Азии (составил М. В. Гзовский)

I — геосинклинальная область альпийского этапа: 1 — поднимающиеся необращенные антиклинории, образовавшиеся на месте интрагеоантиклиналей Северного и Южного Памира; 2 — поднимающийся обращенный антиклинорий, образовавшийся на месте интрагеосинклинали Центрального Памира; 3 — поднимающаяся часть синклинория Предпамирского передового прогиба, образовавшегося на месте внешней интрагеосинклинали; 4 — опускающаяся часть того же синклинория. **II — платформенная область альпийского этапа:** 5—14 — части поднимавшихся в альпийском этапе антеклиз с эпигерцинским фундаментом, различающиеся по геосинклинальной герцинской тектонике фундамента; 5 — обращенные антиклинории центральных поднятий южных зон Тянь-Шаня; 6 — синклинорий внутренней впадины Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня; 7 — обращенный антиклинорий северной части Джунгарского Алатау; 8 — обращенные антиклинории Большого хр. Каратау в Среднем Тянь-Шане; 9 — обращенный антиклинорий Чаткальской зоны Среднего Тянь-Шаня; 10 — обращенный антиклинорий Нарынской зоны Среднего Тянь-Шаня; 11—синклинорий краевых прогибов Среднего Тянь-Шаня в бассейне Нарына; 12 — синклинорий внутренней впадины Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня; 13 — необращенные антиклинории парагеосинклинальной территории (в основном унаследованные от обращенных каледонских антиклинориев) в Северном Тянь-Шане; 14 — необращенные синклинории парагеосинклинальной территории (наложенные на различные каледонские структурные зоны) в Северном Тянь-Шане; 15—16 — части опускавшихся в альпийском этапе синеклиз с эпи-

герцинским фундаментом (15 — опустившиеся менее 1000 м, 16 — опустившиеся более 1000 м); 17 — авлакогены, испытывавшие значительное опускание (до 3000 м) в различное время (преимущественно в юре), затем местами поднявшиеся, повсюду сильно деформированные; 18 — границы основных частей платформы альпийского этапа, имеющих фундамент: А — докембрийский (Тарим), Б — герцинский геосинклинальный (Джунгария), В — герцинский парагеосинклинальный (Северный Тянь-Шань, Чу-Илийские горы, южная часть Джунгарского Алатау), Г — герцинский геосинклинальный (Средний и Южный Тянь-Шань), Д — внеплатформенная альпийская геосинклинальная область. **III — область активизации тектонических движений,** наложенной на различные части областей I и II (начиная с конца палеогена): 19—впадины (синтектории); сильно (более 200 м) опустившиеся относительно соседних зон во время активизации (на местах синеклиз, слабо опустившихся в мезозое и палеогене — менее 1000 м); 20—впадины, сильно (более 3000 м) опустившиеся во время активизации (на местах синеклиз сильно опустившихся в мезозое и палеогене — более 1000 м); 21 — новые поднятия, образовавшиеся во время активизации на местах сильного (более 1000 м) опускания в альпийском этапе (обращенные антитектории); 22 — внешняя северо-западная граница области активизации, внутри нее все обозначения (кроме 4, 15, 16, 19—21) соответствуют различным частям поднятий (антиклинориев). **Примечания:** 1. Все термины используются в строгом соответствии с тем узким смыслом, который в них вкладывается в работах В. В. Белоусова и М. В. Гзовского. 2. На схеме не отражены проявления магматизма и многочисленные разрывы; крупнейшие из них проходят преимущественно по границам указанных зон

кайнозой. Однако необычайная высота подъема гор на Памире (которая бросается в глаза при сравнении их с аналогичными Туркмено-Хоросанскими) заставляет исследователей включить Памир в область активизации тектонических движений. Считается, что здесь активизация дополнительно усилила в новейшее время интенсивные геосинклинальные горообразовательные процессы.

Граница области активизации (22 на рис. 91) проходит с юго-запада на северо-восток, пересекая юго-восточное и широтное направления границ тектонических зон более древних времен. В настоящее время не существует общепризнанного принципа ее проведения. Она указывается в виде условной переходной полосы, изображаемой по-разному. Однако точное определение этой границы имеет существенное значение для сейсмического районирования. Нами в качестве границы принята целиком вся та цепочка предгорных впадин, которая отделяет горную область от окружающих ее равнин. Область активизации разделяется на три главные части, в зависимости от того, на какие более древние тектонические условия наложилась активизация.

Северная часть области активизации соответствует почти всему Северному Тянь-Шаню. Активизация наложилась здесь на платформу, возникшую на месте герцинской парагеосинклинали (зона *B* на рис. 91), в которой большую роль сыграла каледонская стабилизация. Поэтому данную часть иногда условно называют «каледонским» Тянь-Шанем. В нем слабо дислоцированные осадочные отложения мезозоя и кайнозоя сконцентрированы в передовых впадинах (Илийская, Чуйская, Таласская), где их мощность достигает более 2 км, а также во внутренних впадинах: крупной Иссыккульской (где их мощность более 3 км) и небольших, типа Сусамырской, Чаекской и др., мощностью до 1 км. На поверхность преимущественно выходит гранитный слой земной коры, чаще всего его сложенная гранитами и гнейсами нижняя часть. Выходы гранитов и гнейсов занимают около 50% площади. С глубиной их роль должна возрастать.

Широкое распространение гранитов, вплоть до поверхности Земли, вероятно, является причиной относительно слабого поглощения сейсмических волн и пониженной интенсивности землетрясений (при определенной магнитуде), отмеченных выше, по сравнению с другими частями Средней Азии (см. рис. 86). Дело в том, что граниты и гнейсы обладают более высокими модулями упругости и коэффициентами вязкости, нежели осадочные породы, выходы которых преобладают в других частях Средней Азии, особенно в Ферганской и Таджикской впадинах.

Центральная часть области активизации (зона *III* на рис. 91) лежит южнее линии В. А. Николаева. Здесь, как и в северной части, активизация произошла на месте эпигерцинской платформы. Однако платформа сменила бывшую здесь в верхнем палеозое весьма подвижную полноценно геосинклинальную (а не парагеосинклинальную) область, имевшую весьма сложное внутреннее строение. Поэтому мезозойские платформенные движения были относительно интенсивными и разнообразными. Мощность осадочных слабо дислоцированных («рыхлых») отложений во впадинах, как правило, превышает 3 км, а в Ферганской достигает 8—12 км. За пределами впадин в хребтах господствуют выходы верхней части гранитного слоя, образованные сильно дислоцированными, но слабо метаморфизованными осадочными, реже вулканогенными породами, главным образом палеозойского возраста. В ряде участков эти породы содержат включенные в них тела гранитов, которые с глубиной расширяются. Лишь в немногих местах (около 10% площади) на поверхность выходит нижняя часть гранитного слоя, сложенная гранитами и гнейсами.

Меньшее распространение гранитов в верхней части коры и наличие мощных толщ осадочных пород, по-видимому, является причиной отно-

сительно сильного поглощения сейсмических волн и повышенной интенсивности землетрясений (при постоянстве магнитуды), что отражено на рис. 86.

Места поднятия коры и высокого залегания ее слоев на поверхности выражены системами горных хребтов. Они представляют собой основные крупные элементы первого порядка, на которые разбивается область активизации, обладают сложной внутренней структурой и противопоставляются участкам коры, соответствующим крупным впадинам в рельефе ².

Южная часть области активизации включает в себя Памир и лежащие южнее высоты Гиндукуша и Каракорума (зона *Д* на рис. 91). Здесь в прошлом платформенный режим не устанавливался и геосинклинальные условия сохранились до сих пор. К южной части отнесена также восточная часть Таджикской впадины, которая в мезозое являлась парагеосинклинальной внешней краевой частью альпийской геосинклинальной области, а в кайнозое превратилась в передовой прогиб Памира. Мощность мезозойских и кайнозойских осадочных пород доходит в нем до 10—15 км. С большой мощностью рыхлых осадочных пород, обладающих наименьшими модулями упругости и вязкостью, надо связывать особенно сильное поглощение волн и наибольшую интенсивность землетрясений (при определенной магнитуде) (см. рис. 86).

На Памире располагается несколько сложно построенных зон поднятий, являющихся в структурном отношении антиклинориями разного типа (обращенными и необращенными). Одни из них древние, а другие образовались в кайнозое [28, 365]. Крупные зоны с относительно низким залеганием слоев — синклинории — подняты менее высоко. На Памире практически нет зон современного абсолютного опускания, разделяющих эти различные поднятия. Внутри новообразованных поднятий осадочные и вулканогенные породы мезозоя и кайнозоя сильно деформированы и метаморфизированы. Поэтому по физическим свойствам они приближаются к палеозойским и образуют вместе с ними верхнюю часть гранитного слоя. Многие тела гранитов образовались в мезозое. Возможно существование третичных гранитов. В юго-западной трети Памира на большой площади на поверхность выходят гнейсы и граниты, соответствующие по физическим свойствам нижней части гранитного слоя.

При сейсмотектоническом районировании большое значение имеет история новейших движений и их количественные характеристики [183, 194, 688]. Суммарный результат новейших движений в Средней Азии изображен в виде карты, отражающей современную высоту поверхности, которая перед началом неогена была близка к уровню моря. Эта поверхность представляет собой либо подошву неогеновых отложений, либо поверхность выравнивания, существовавшую на суше к началу неогена [204]. Современная высота данной поверхности (отсчитанная от уровня моря) приближенно равна перемещению верхних частей коры в новейшее время. Деление перемещения на 40 млн. лет дает нам среднюю скорость движений. В дальнейшем потребуется перейти от средней скорости к более точным данным о скорости в течение различных промежутков новейшего времени.

Глубинно-структурное районирование ³. Глубинное строение земной коры в высокогорной Средней Азии изучалось сейсмическими методами многими исследователями [102, 149, 168, 169, 217, 218, 345—348, 489]. Наиболее подробная карта была опубликована в [365].

² Первые структурные элементы области активизации нами предлагается называть анти-текториями, а вторые — синтекториями (по аналогии с антиклинориями и синклинориями геосинклинальных областей и антеклизмами и синеклизмами платформенных областей). — *Прим. автора.*

³ Подробнее о принципах глубинно-структурного районирования см. следующую гл. 27.— *Прим. ред.*

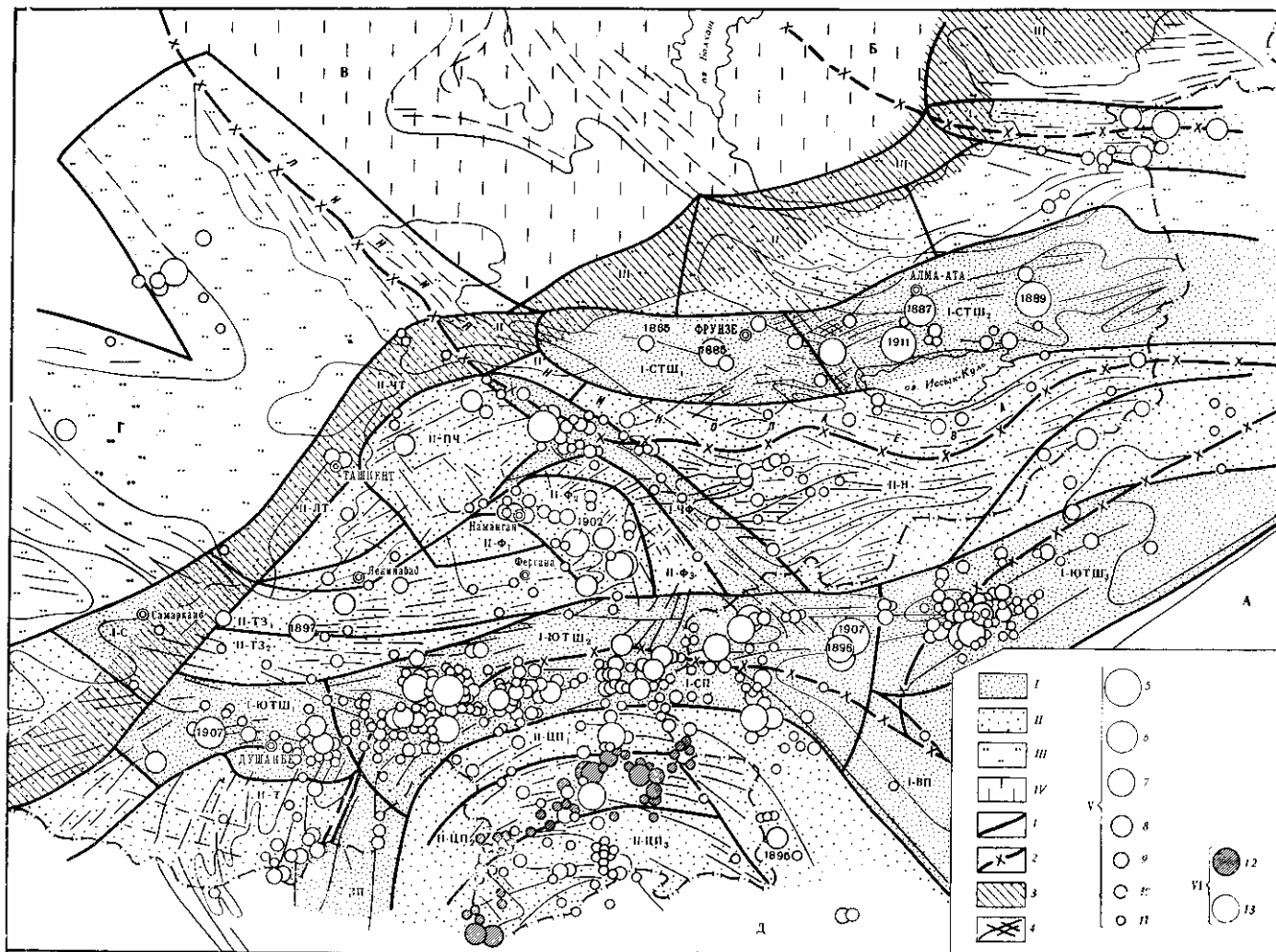


Рис. 92. Схема оценки сейсмической опасности Средней Азии по комплексу тектонофизических критериев и эпицентры всех коровых землетрясений с $M \geq 4$ ($K \geq 12$), зарегистрированных за 1865–1967 гг.

Геолого-тектонические данные: I – полосы I категории; II – полосы II категории; III – полосы III категории; IV – полосы IV категории. 1 – границы участков, квазиднородных в сеймотектоническом отношении; 2 – границы тектонических областей и их крупных частей (А, Б, В, Г, Д); 3 – северо-западный край области активизации тектонических движений; 4 – границы частных тектонических зон, простираение складок и разрывов.

Сейсмологические данные: V – классификация по энергетическим классам: 5 – $K=18$, 6 – $K=17$, 7 – $K=16$, 8 – $K=15$, 9 – $K=14$, 10 – $K=13$, 11 – $K=12$; VI – глубина очагов землетрясений; 12 – подкоровых, 13 – коровых. На карте указаны годы землетрясений, определенных по макросейсмическим данным. Расшифровку индексов см. в тексте на стр. 333.

В пределах области активизации мощность земной коры увеличена (по сравнению с окружающими платформенными областями): в северной части она составляет 45—55 км, в центральной части — от 35 до 65 км, а на Памире — 50 и 70 км; в Таджикской впадине: на западе 35—45 км, а на востоке — 45—60 км. Под многими горными системами констатируется увеличение мощности коры.

В районах опускания кора местами не имеет значительных изменений мощности (Гиссарская долина). В наиболее опущенных впадинах — Ферганской и в восточной части Таджикской — мощность коры более 50 км. Увеличение мощности коры по сравнению с платформой произошло во впадинах в новейшее время в результате накопления рыхлого осадочного покрова, достигающего 8—15 км. По-видимому, гранитный и базальтовый слои в таких местах не испытывали заметных изменений мощности — они только опустились на большую глубину по сравнению с платформой. Этот вывод весьма важен для сейсмрайонирования, так как является одним из доказательств того, что имеется тесная связь (соответствие) деформаций, наблюдающихся на поверхности коры и происходящих глубоко внутри нее. Эта связь дает нам право использовать в Средней Азии данные о тектонике верхних частей коры для прогноза землетрясений, возникающих глубоко в коре и даже под нею.

В области активизации земная кора обладает резко выраженной анизотропией, связанной с наличием в каждом районе четких преобладающих направлений простирания слоистости складок и разрывов, показанных на рис. 92. Они существенно влияют на распространение сейсмических волн. Поглощение волн вдоль указанных простираний значительно меньше, чем поперек.

В пределах области активизации разрывы и складки северо-западного простирания развиты редко, за пределами этой области они преобладают. Они наиболее отчетливо проявлены в полосе, идущей от Каратау по Таласскому и Ферганскому хребтам к западному Куньлуню и восточному ограничению Памира. Большое значение имеют складки и разрывы широтного простирания, которое является преобладающим направлением палеозойской тектонической зональности. Наконец, во многих местах отчетливо проявлены нарушения северо-восточного простирания, которое характерно для общих контуров области активизации в целом, тянущейся от Афганистана до Байкала и Охотского моря.

Во многих районах можно видеть совместное проявление складок и разрывов нескольких из указанных направлений. Такая «решетчатая» структура особенно хорошо видна на поверхности восточнее Ташкента и в Ферганском хребте. В некоторых районах, например в Таджикском синтектонии, имеется одно (субмеридиональное) направление кайнозойских деформаций в верхних слоях, но на глубине в гранитном слое имеются нарушения разных направлений — субширотных палеозойских и субмеридиональных кайнозойских. На это указывают геологические данные, гравитационные и магнитные аномалии [82, 609 и др.].

В итоге современную структуру земной коры в Средней Азии надо представлять себе как сложную систему крупных пластичных глыб, расположенных на разной высоте, имеющих разную мощность и неодинаковые слоистые вертикальные разрезы, влияющие на распространение сейсмических волн.

Каждая крупная глыба имеет весьма сложную внутреннюю структуру и состоит из более мелких пластичных глыб. Такие зоны, обладающие специфичной сейсмичностью, могут выделяться при детальном сейсмическом районировании [98]. В данной работе они рассматриваются обобщенно.

Для новейших нарушений Средней Азии характерны разрывы и деформации, распространяющиеся в земную кору на значительную глубину, которая совпадает с глубинами очагов землетрясений. По геологи-

ческим данным они распространяются в нижнюю часть гранитного слоя (до гнейсов и гранитов). По сейсмическим данным разрывы прослеживаются до подошвы коры, а на Памире и Гиндукуше — на 200 км внутрь мантии (см. рис. 89, 90). Отмечается преобладание разрывов с крутым падением. Это согласуется с тем, что эпицентры землетрясений большой глубины группируются в тех же полосах, в которых сконцентрированы эпицентры землетрясений малых глубин (см. рис. 88). Лишь в некоторых местах видны пологие надвиги. Однако в большинстве случаев достоверно устанавливается, что с глубиной эти надвиги искривляются и приобретают крутой наклон. Только в центральной части Памира пологие разрывы, возможно, играют существенную роль в структуре верхней части коры.

Разрывы распределены в пространстве неравномерно. Места их наибольшего скопления называются зонами разрывов. Глубинные зоны разрывов проходят через всю земную кору [534, 535]. Отдельные разрывы, входящие в глубинные зоны, доходят до раздела Мохоровичича. Кроме наблюдаемых на поверхности, внутри зоны есть много разрывов, скрытых на глубине. Глубинные зоны разрывов в Средней Азии имеют ширину до 15 км, а иногда и 30 км, и не везде имеют четкие границы (см. рис. 130). Они являются наиболее опасными в сейсмическом отношении. Вместе с тем отмечалось [260, 398], что приходящие со стороны сейсмические колебания, пересекая глубинные зоны разрывов, особенно сильно поглощаются в них.

Внутренние части тектонических зон определенного порядка (пластичные глыбы) должны считаться квазиоднородными в сеймотектоническом отношении, если внутри них сохраняются постоянными основные характеристики не только древних, но и новейших и современных движений. Границы с особенно большим числом разрывов необходимо выделять в качестве самостоятельных и более опасных сеймотектонических участков.

Границы квазиоднородных сеймотектонических участков (рис. 92, 1) не совпадают с положением границ историко-тектонических зон. На всю площадь каждого участка должна быть распространена одинаковая оценка собственной сейсмической опасности (без учета распространения колебаний из других участков). Каждый участок целиком совпадает с однородной сейсмоактивной зоной или является ее частью. В качестве естественной площади осреднения при составлении графиков повторяемости и других способах анализа сейсмического режима должны браться целые участки или их группы. Относить какую-либо часть сеймотектонически однородного участка к одной сейсмоактивной зоне, а другую часть к другой не следует.

Выделение квазиоднородных участков по одним тектоническим данным может приводить к более дробному делению территории по сравнению с тем, которое получается при разделении по одним сейсмологическим критериям. Поэтому мы и говорим об участках, а не зонах. Благодаря тому, что сейсмичность определяется рядом факторов, несколько соседних квазиоднородных участков объединяются в одну зону — полосу одной категории сейсмической опасности.

Разделение по совокупности сейсмологических и тектонических данных

Наиболее простым и ярким примером квазиоднородной сейсмоактивной зоны является Памиро-Гиндукушская зона глубоких землетрясений, четко выделяющаяся на рис. 88. Зона эта легко ограничивается по одним сейсмологическим данным за сравнительно короткие сроки (один квар-

тал, год и т.п.), благодаря высокой активности и сравнительно равномерному возникновению землетрясений в разных частях зоны.

В зонах с меньшей сейсмической активностью дело обстоит значительно сложнее. Требуется большой промежуток времени, чтобы в пределах всей зоны произошли землетрясения и их эпицентры позволили бы достаточно определенно оконтурить зону. Привлечение материалов о слабых землетрясениях облегчает решение задачи, но одних этих данных недостаточно, так как из-за неравномерности сейсмического процесса при кратковременных наблюдениях над слабыми землетрясениями могут возникнуть неправильные представления о границах зон.

Выявление корреляционной связи между сейсмичностью и элементами тектоники позволяет более обоснованно проводить интерполяцию между отдельными группами эпицентров в пределах зоны и в некоторых случаях расширить границы зоны на территории, не имеющие эпицентров. В пределах Средней Азии на сравнительно мелкомасштабной карте (масштаб 1 : 2 500 000) выделяются только наиболее крупные зоны, связанные с основными тектоническими структурными элементами. Эти зоны довольно хорошо вырисовываются на карте эпицентров (см. рис. 88).

На карте сейсмической активности эти зоны также выражены довольно четко (см. рис. 96). Особенно хорошо видна наиболее активная Южно-Тяньшаньская зона. В принципе все сейсмоактивные зоны, намеченные на карте эпицентров, должны выделяться и на карте сейсмической активности. При недостаточном количестве эпицентров, использованных для составления карты активности, происходит слияние разных зон. Поэтому проведение границ зон на рис. 88 было сделано на основании совместного анализа карт эпицентров (см. рис. 87, 88) и тектоники (рис. 92).

На территории Средней Азии было выделено девять основных зон с повышенной сейсмичностью. Границы этих зон, как правило, проводились таким образом, чтобы каждый участок, квазиоднородный в тектоническом отношении, целиком вошел в какую-нибудь зону. Поэтому, например, зона 1 на рис. 88 продолжена далеко на запад от Фрунзе, несмотря на то, что западнее Фрунзе эпицентров почти нет.

В тех случаях, когда эти зоны разделены участками с низкой активностью слабых землетрясений, где в прошлом не было сильных землетрясений, и эти участки обособляются и в тектоническом отношении, мы считали, что оконтуривание зон проведено с достаточной надежностью. К таким зонам относятся самые опасные: Северо-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская, Чаткальско-Ферганская.

В некоторых случаях зоны недостаточно уверенно выделялись и по сейсмологическим, и по тектоническим данным. Примером могут служить зоны внутренних частей Памира, неоднородного в сейсмическом и геологическом отношении, для уверенного подразделения которого пока нет достаточных данных.

Наконец, существуют зоны, которые четко выделяются по сейсмическим данным, но не четко обособлены в тектоническом отношении. Таковы зоны, находящиеся на востоке Ферганской впадины между Наманганом и Андижаном, — Нижне-Пянджская зона, а также тянущаяся из Гиндукуша через Памир зона глубокофокусных землетрясений. Последняя вполне надежно прослеживается через Памир, пересекая под углом границы его тектонических зон. При расхождении данных сейсмостатистики и тектоники отдается предпочтение тем, которые более точны и надежны.

Оценка опасности собственных землетрясений каждой квазиоднородной зоны

Оценка по сейсмологическим данным

Анализ сейсмического режима. Основные идеи использования количественных данных о сейсмичности для сейсмического районирования изложены в работах [343, 449, 450, 488, 489]. Для применения предлагаемых в этих работах методов необходимо изучение сейсмического режима и определение его основных параметров. В основе этих методов лежит определение повторяемости землетрясений.

При построении графиков повторяемости обычно используются разные периоды наблюдений для землетрясений различных классов. Это объясняется неоднородностью сейсмического материала. Так, землетрясения с $K=10\div 12$ являются представительными в Средней Азии только за последние 7—10 лет, с $K=13\div 15$ — за 33 года, с $K=16\div 18$ — за последние 80—100 лет. Графики повторяемости землетрясений были построены для всей Средней Азии и отдельных сейсмоактивных зон. Для всей Средней Азии были получены: $\nu=0,49$, $A_{10}=0,2$ (рис. 93). В соответствии с этими данными в Средней Азии одно землетрясение с $K=16$ будет происходить в среднем за 6 лет, с $K=17$ — за 15—20 лет и с $K=18$ — за 50 лет.

Для построения карты сейсмического районирования необходимо определять повторяемость сильных землетрясений не вообще в Средней Азии, а в отдельных сейсмоактивных зонах. С этой целью для выделенных выше (см. рис. 88) сейсмоактивных зон построены графики повторяемости и определены ν , A_{10} и K_{\max} (табл. 17 и рис. 93).

При проведении осредняющих прямых на графиках почти во всех случаях, за исключением Южного Тянь-Шаня и всего региона Средней Азии, опорными являлись точки, относящиеся к $K=10\div 12$, положение которых определялось по наблюдениям за последние 7 лет. Число более сильных землетрясений, как правило, недостаточно для определения их средней повторяемости. Значения ν изменяются в пределах от 0,47 до 0,59. Максимальное значение активности $A_{10}=0,76$ относится к Южно-Тяньшаньской зоне, минимальное $A_{10}=0,1$ — к Нарынской и Северо-Тяньшаньской зонам (см. табл. 17). В зонах с меньшей сейсмичностью, не вошедших в табл. 17, соответственно $A_{10}<0,1$.

Таблица 17
Характеристика основных сейсмоактивных зон Средней Азии

Номер зоны	Зоны	Площадь зоны S , тыс. км ²	ν	A_{10}	Классы, использованные для определения A_{10} и ν	Наиболее сильное землетрясение зоны		
						K_{\max}	I_{\max} , баллы	дата
	Средняя Азия в целом	713	0,49	0,2	10—16	—	—	—
1	Северный Тянь-Шань	69	0,48	0,09	10—13	18	9—10	12.VII 1889 г.
2	Нарын	90	0,52	0,10	10—13	14	7	3.XII 1954
3	Южный Тянь-Шань	120	0,49	0,76	10—15	18	9	22.VIII 1902
4	Чаткало-Ферганская зона	32	0,47	0,28	10—12	17	9—10	2.XI 1946
5	Ферганская долина	14	0,55	0,54	10—12	16	9	16.XII 1902
6	Туркестанский хр.	38	0,59	0,18	10—12	16	8	17.IX 1897
7	Памир	50	0,54	0,08	10—14	16	9	18.II 1911
8	Нижний Пяндж	24	0,5	0,25	10—14	15	8(?)	28.I 1948
9	Памиро-Гиндукушская зона глубоких землетрясений	62	0,5	3,3	—	17	8—9	14.XI 1937 г.

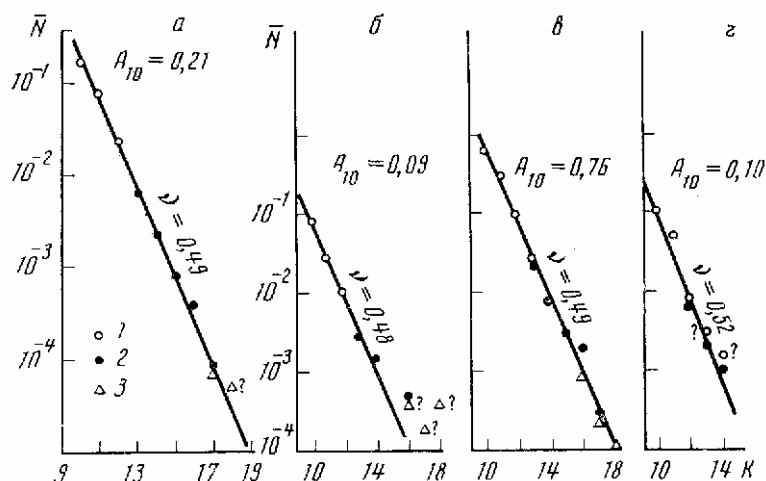


Рис. 93. График повторяемости землетрясений Средней Азии (а), Северного Тянь-Шаня (б), Южного Тянь-Шаня (в) и Нарынской зоны (г)

\bar{N} — среднее число землетрясений в год на площади 1000 км^2 ; K — энергетический класс землетрясений. Повторяемость определена по наблюдениям: 1 — за 7 лет, 2 — за 33 года, 3 — за 80—100 лет. Знак вопроса означает, что число землетрясений, использованных для оценки повторяемости, было менее трех

Метод построения графиков повторяемости, основанный на использовании наблюдений над землетрясениями разных энергетических классов за различные периоды времени, является достаточно обоснованным только для районов с относительно стабильным сейсмическим режимом. Если за рассматриваемый период времени сейсмический режим зоны претерпевает значительные изменения, то указанный выше метод построения графиков повторяемости может привести к искаженному представлению о средних параметрах сейсмического режима: ν и A_{10} .

Анализ графиков (рис. 93) показывает, что для Южного Тянь-Шаня все точки хорошо укладываются на прямую, что подтверждает относительно стабильный режим этой зоны за последние 70 лет.

Для Северного Тянь-Шаня точки для землетрясений с $K=16\div 18$ за 33 года и за 80 лет не укладываются на одну прямую со слабыми землетрясениями с $K=10\div 12$ за последние 7 лет, что указывает на возможное изменение сейсмического режима — значительное (в 3 раза) ослабление сейсмической активности за последние годы. Мы говорим о возможном изменении режима, так как число сильных землетрясений за 30—80 лет в этой зоне недостаточно велико, чтобы этот вывод можно было статистически строго обосновать.

Об изменениях сейсмического режима в отдельных районах Южно-Тяньшаньской зоны (сейсмический режим которой представляется достаточно стабильным) можно судить на основании графиков, относящихся к Вахшскому и Гармскому районам этой зоны (рис. 94, 95).

В Вахшском районе ($69^\circ, 0-70^\circ, 3E; 37^\circ, 8-39^\circ, 7N; S = 31,2 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) для определения параметров A_{10} и ν за 30 лет (1930—1959 гг.) использованы наблюдения над землетрясениями с $K \geq 11$ [78]. Число таких землетрясений невелико и можно определить только средние значения $A_{10} = 0,24$ и $\nu = 0,51$ за 30 лет. На рис. 94 жирной пунктирной линией в виде трех отрезков показаны значения A_{10} за три независимых десятилетия. Плавные кривые проведены через точки (полученные методом скользящей средней с шагом в один год) также за десятилетние интервалы. Как видно из рис. 94, за некоторые десятилетия значения A_{10} и ν

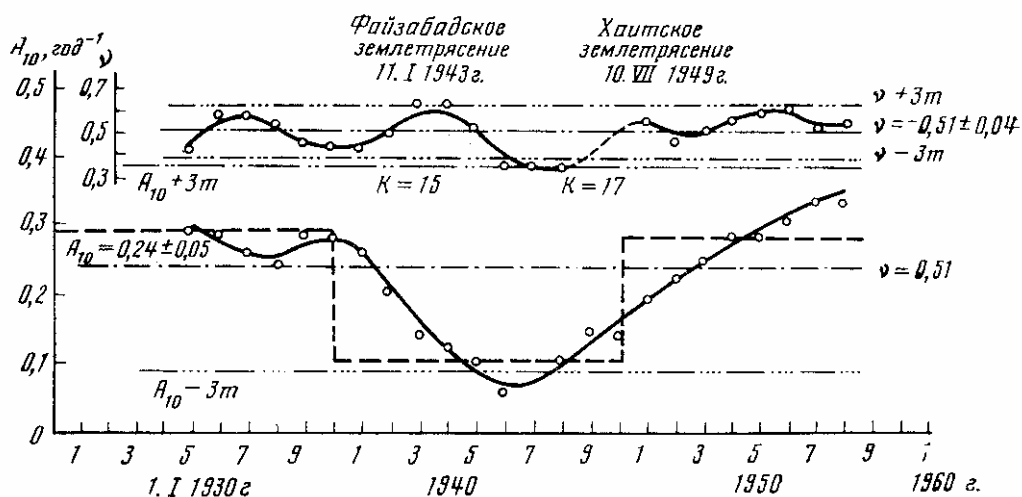


Рис. 94. График изменения параметров сейсмического режима A_{10} и v с течением времени в Вахшском районе

отличаются на величину более $\pm 3 m$ от средних значений A_{10} и v за 30 лет (m — средняя квадратичная ошибка определения; $m_{A_{10}} = 0,05$ и $m_v = 0,04$). Такие отклонения уже нельзя считать случайными флуктуациями, они указывают на существенное нарушение среднего сейсмического режима этого района в отдельные периоды.

Подобная же картина наблюдается и в соседнем Гармском районе (рис. 95). Активность Гармского района достаточно велика ($A_{10} = 2$), и значения A_{10} определялись по землетрясениям с $K = 8 \div 12$ за каждый год. После заметного спада активности в 1951 г. (после Хаитского землетрясения 1949 г.) в последующие годы отмечаются циклические колебания активности с периодом в 3—5 лет, на фоне общего понижения активности (среднее значение A_{10} за 1952—1957 гг. — 2,8, за 1958—1963 гг. — 1,55).

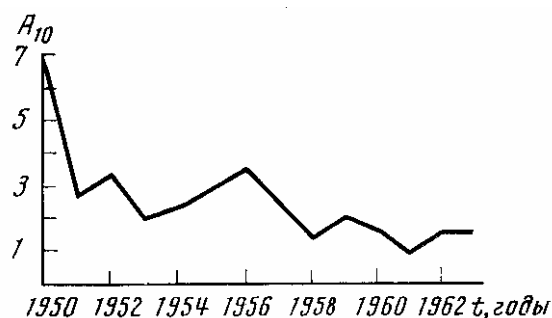
Таким образом, по данным о слабых землетрясениях за 2—3 года можно получить весьма искаженное представление о сейсмичности: v может оказаться больше или меньше средней величины даже на 0,15, а A_{10} может быть в 2 раза больше или меньше средней. Поэтому при проведении сейсмического районирования необходимо использовать все имеющиеся данные о сейсмичности за продолжительное время.

Определение максимальной интенсивности землетрясений. Карта сейсмической активности Средней Азии (рис. 96) составлена по десятилетним наблюдениям (1956—1966 гг.) с учетом местных особенностей структуры коры (преобладающих простираний складок и разрывов, показанных на рис. 92). Методика составления карты описана В. И. Бунэ [93]. На основании совместного анализа карты сейсмической активности и карты эпицентров сильных землетрясений можно оценить вероятность возникновения сильных землетрясений в зонах с различной сейсмической активностью.

Крупные зоны с активностью $A_{10} > 1,0$ расположены в Южном Тянь-Шане и Афганистане, где одна из зон совпадает с районом глубокофокусных землетрясений. Однако только эпицентр Хаитского землетрясения 1949 г. расположен в зоне с $A_{10} > 1,0$. Остальные землетрясения с $K \geq 16$ расположены в зоне с $A_{10} < 1$. На этом основании, может быть, следует говорить об уменьшении активности в районах сильных землетрясений прошлых лет. Например, на Северном Тянь-Шане в зоне с $A_{10} = 0,1$ в 1887, 1889 и 1911 гг. произошли три крупнейших землетрясе-

ния. Об этом можно судить также на примере Южного Тянь-Шаня, где эпицентры наиболее сильных землетрясений 1902 и 1907 гг. расположены в зонах с пониженной активностью за последние 30 лет. Из карты активности (см. рис. 96) видно, что землетрясения с $K \geq 16$ (9-балльные) возникают в зонах с активностью $A_{10} > 0,05$. Любопытно, что даже два землетрясения с $K = 16$ в 1963 г. (после десятилетнего срока наблюдений за 1956—1966 гг., использованного для составления карты) возникли не в наиболее активных зонах ($A_{10} \geq 1,0$), а в зонах с активностью $A_{10} > 0,2$ ⁴. Таким образом, карта сейсмической активности (рис. 96) без учета других данных не является достаточной для дифференциации зон по

Рис. 95. График изменения A_{10} с течением времени в Гармском районе



балльности. Она может быть использована в качестве вспомогательной карты при сейсмическом районировании для приближенной оценки повторяемости землетрясений с разной энергией, что также представляет большой интерес.

Разработка методики сейсморайонирования, учитывающей «вероятную, повторяемость сотрясений», еще не закончена. Элементарные приемы, например отнесение к зонам с большой балльностью зон, характеризующихся только наибольшей активностью, не оправданы. Это хорошо видно на примере Северо-Тяньшаньской зоны; она отличается невысокой активностью ($A_{10} = 0,1$) и несмотря на это уверенно выделяется как 9-балльная на основании двух катастрофических землетрясений 1889 и 1911 гг. (см. табл. 17 и рис. 88 и 99), одного 9-балльного 1887 г. и двух 8—9-балльных — 1885 и 1938 гг. Однако такая же активность, как в Северном Тянь-Шане, получена в Нарынской зоне, где до сих пор не было отмечено ни одного землетрясения с интенсивностью более 7 баллов.

Наибольшие трудности состоят в определении верхнего предела энергии возможных землетрясений K_{\max} и соответственно I_{\max} для каждой зоны. Единственный критерий, который существует в настоящее время, заключается в том, чтобы наибольшую величину, зарегистрированную где-либо в пределах зоны, распространять на всю площадь зоны, т. е. полагать, что в будущем землетрясение с таким же K_{\max} может произойти в любой другой точке данной зоны. Это обстоятельство существенно повышает требования к обоснованию выделения границ зон, считающихся квазиоднородными, особенно из-за неравномерности возникновения землетрясений. Одних сейсмостатистических данных для этого недостаточно. Большое значение с этой точки зрения имеет связь сейсмичности с определенными тектоническими зонами и историей развития этих зон.

Современный этап развития тектонических процессов в каждом районе в значительной мере предопределяется его геологической историей. Таким образом, привлечение геологических данных должно существенно увеличивать точность определения границ зон. На основании кор-

⁴ Ташкентское землетрясение 26.VI 1966 г., $K = 14$, произошло в зоне с $A_{10} < 0,05$ — Прим. автора.

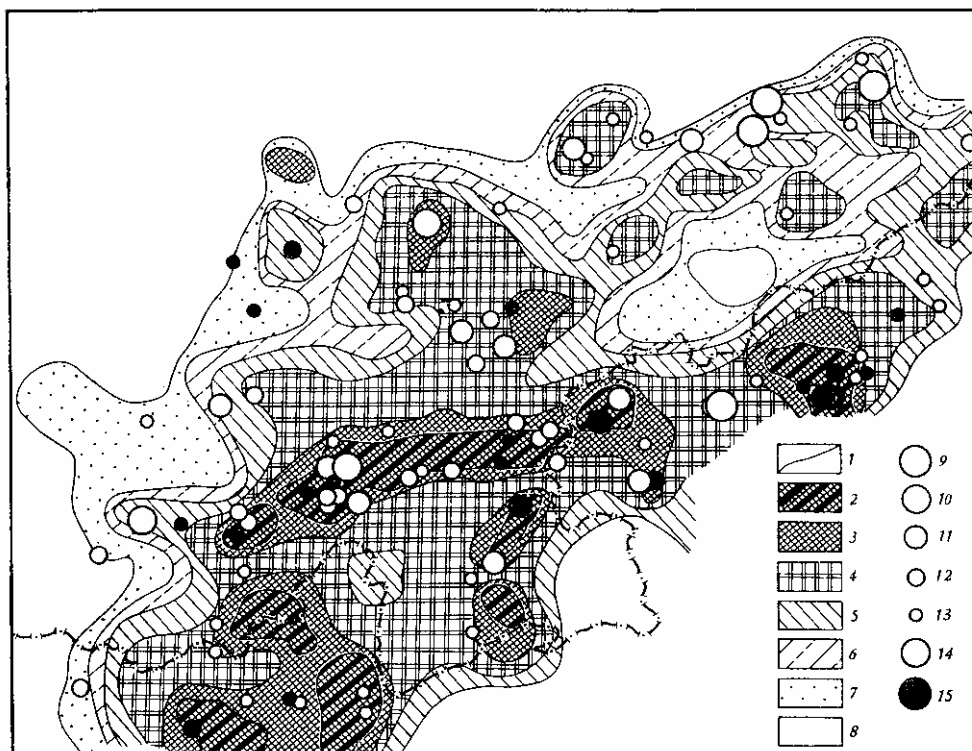


Рис. 96. Карта сейсмической активности Средней Азии по наблюдениям за 1956—1966 гг. и распределение эпицентров сильных землетрясений за 1885—1966 гг.

1 — изолинии сейсмической активности A_{10} . Зоны с различной сейсмической активностью: 2 — $A_{10} \geq 1,0$; 3 — $0,5 \leq A_{10} < 1,0$; 4 — $0,25 \leq A_{10} < 0,5$; 5 — $0,10 \leq A_{10} < 0,25$; 6 — $0,075 \leq A_{10} < 0,10$; 7 — $0,05 \leq A_{10} < 0,075$; 8 — $A_{10} < 0,05$. Классификация землетрясений по энергетическим классам: 9 — $K=18$, 10 — $K=17$, 11 — $K=16$, 12 — $K=15$, 13 — $K=14$. Время землетрясений: 14 — 1885—1956 гг., 15 — 1956—1966 гг.

реляции данных о размерах геологических структур, направлении и градиенте скорости тектонических движений с известными землетрясениями с K_{\max} , очевидно, могут быть выявлены дополнительные критерии для определения K_{\max} в тех зонах, где они еще не наблюдались за сравнительно короткий период истории (для Средней Азии это всего 100 лет). В связи с этим обратимся к использованию данных о тектонике Средней Азии, истории развития тектонических процессов и связи тектоники с сейсмичностью для оценки сейсмической опасности по тектоническим данным.

Оценка по тектоническим данным

Критерии оценки сейсмической опасности. Оценка сейсмической опасности по тектоническим и тектонофизическим данным обобщает результаты работ многих тектонистов-исследователей. Эта оценка производится по комплексу критериев, которые имеют физическое обоснование, доведенное до формы уравнений [183, 194], и опираются на четыре группы данных.

Механизм современной деформации земной коры. При сейсмическом районировании с использованием тектонических данных необходимо в качестве рабочей гипотезы принять какую-то определенную схему деформации коры. Исследователями Средней Азии предложены четыре различных схемы механизма деформации коры [99, 205, 207, 260, 306 и др.].

1. Деформация земной коры под действием вертикальных сил (рис. 97). Наиболее напряженными и опасными в сейсмическом отношении считаются полосы, внутри которых проходят крутопадающие глубинные зоны разрывов. Здесь же должны регистрироваться наибольшие значения градиентов скорости вертикальных тектонических движений. Главные разрывы являются взбросами, которые лишь местами превращаются в надвиги.

2. Деформация земной коры под действием горизонтальных сил сжатия. В этом случае крупные разрывы в Средней Азии рассматриваются как надвиги и взбросы. Допускаются значительные (десятки километров) амплитуды горизонтального смещения по пологим надвигам

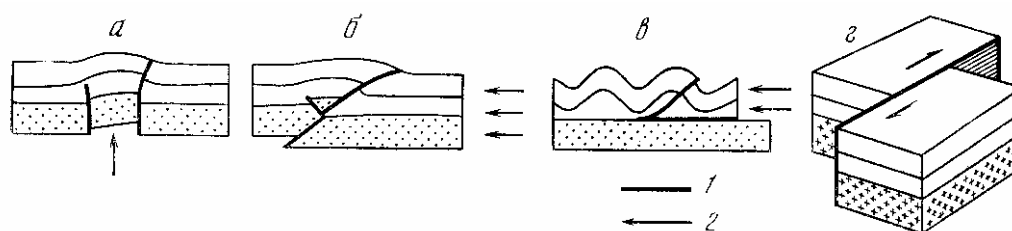


Рис. 97. Схемы современной деформации коры (а—д), которые используются исследователями различных районов Средней Азии

1 — разрывы; 2 — активные усилия

вкрест их простирания (рис. 97, б). Эпицентры землетрясений ожидаются при этом в местах, сильно удаленных от выхода надвига на поверхность⁵.

3. Деформация верхних частей земной коры под действием горизонтальных сил сжатия, обуславливающих горизонтальные смещения пород чехла по соленосному юрскому комплексу. Данный механизм проявляется в значительных деформациях осадочного покрова, дисгармоничных по отношению к палеозойскому фундаменту. В этом случае (рис. 97, в) между градиентом скорости вертикальных движений на поверхности и распределением очагов в глубоких частях земной коры связи нет.

4. Деформация земной коры под действием горизонтально ориентированной пары сил, обуславливающей проявление весьма крупных горизонтальных сдвиговых смещений на 100—200 км вдоль простирания некоторых глубинных зон разрывов (рис. 97, д). Сдвигами преимущественно считаются разрывы северо-западного простирания, для которых характерно правое направление смещения. В качестве крупнейшего сдвига в Средней Азии указывается Таласо-Ферганский, проходящий по северо-восточному склону Ферганского хребта. Исходя из горизонтально-сдвиговой схемы деформации, данные о градиенте скорости вертикальных движений следует считать недостаточными для оценки сейсмической опасности.

Из четырех предложенных схем механизма деформации земной коры в новейшее и особенно четвертичное время наиболее соответствует фактам, по-видимому, первая схема (см. рис. 97, а), в которой главную роль играют вертикальные силы. Поэтому она используется в дальнейшем в качестве основной, но рассматривается как первое приближение и требует значительной доработки в будущем.

Градиент скорости новейших тектонических движений и скорость деформации коры. Величина градиента скорости вычислялась в ряде районов Средней Азии в качестве

⁵ Позднее эти представления получили два существенных дополнения (см. [211]).—
Прим. ред.

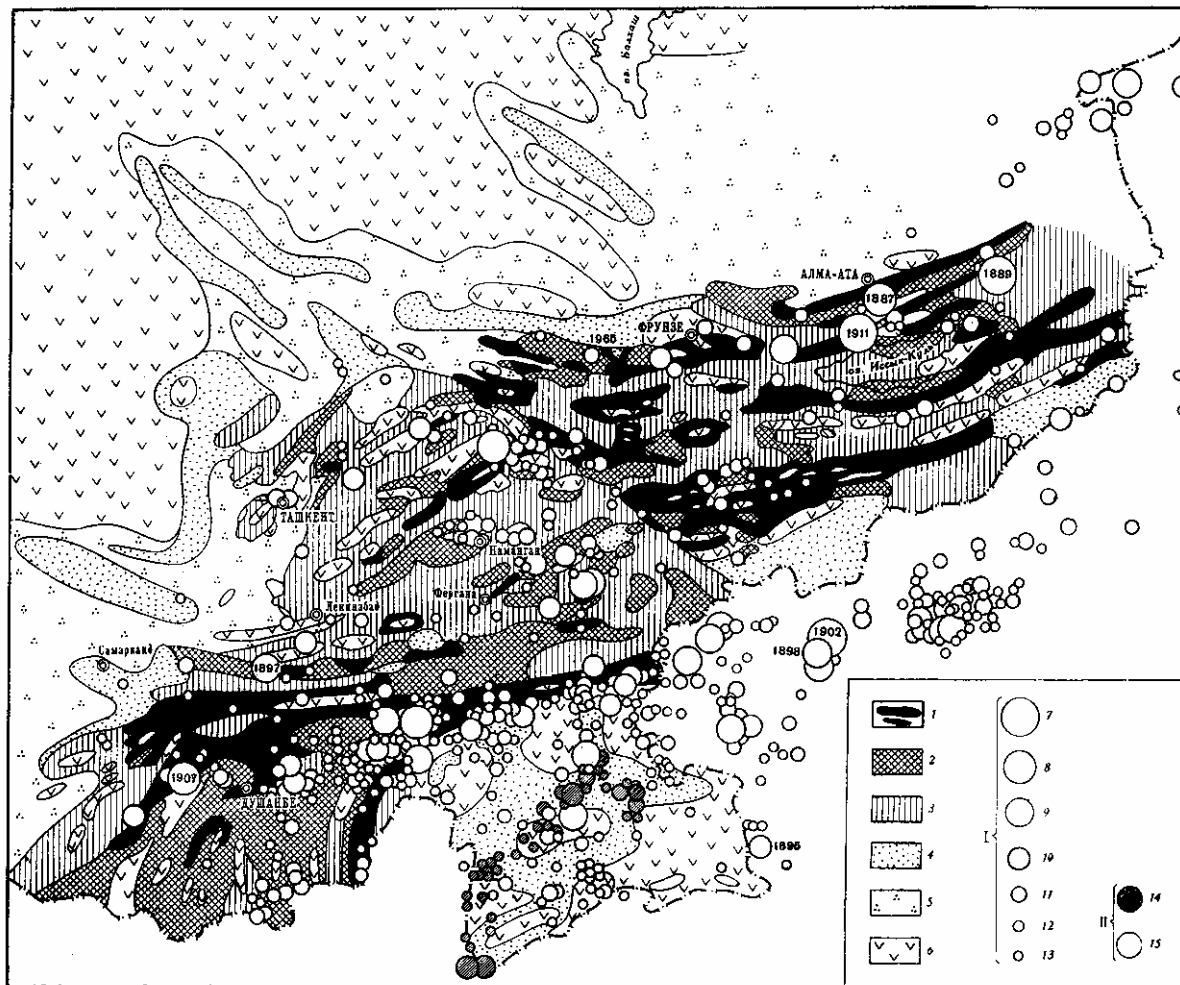


Рис. 98. Сопоставление схемы градиентов средней скорости вертикальных тектонических движений Средней Азии за новейшее время (по П. Н. Николаеву) с картой эпицентров землетрясений

Величина градиента: 1 – $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ и более; 2 – от $3 \cdot 10^{-9}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹; 3 – от $1 \cdot 10^{-9}$ до $3 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹; 4 – от $3 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹; 5 – от $1 \cdot 10^{-10}$ до $3 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; 6 – менее $1 \cdot 10^{-10}$. I – классификация по энергетическим классам: 7 – K=18, 8 – K=17, 9 – K=16, 10 – K=15, 11 – K=14, 12 – K=13, 13 – K=12; II – глубина очагов землетрясений: 14 – подкоровых, 15 – коровых. На карте указаны годы землетрясений, определенных по макросейсмическим данным

средней для последних 30—40 млн. лет и только для вертикальной составляющей. Эта единственная возможная сейчас характеристика градиента скорости является слишком общей. В ряде мест происходящие движения учитываются недостаточно.

Первая обзорная схема градиентов скорости новейших движений в Средней Азии приведена на рис. 98. Она не для всех районов одинаково обоснована и требует дальнейших уточнений; наименее обоснованы районы Памира и области Пскемского, Угамского и Чаткальского хребтов. Из схемы следует, что примерно на 75% площади высокогорной Средней Азии градиент скорости больше $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Наибольшие значения градиента соответствуют глубинным зонам разрывов. Проследивая такие зоны за пределами области активизации, можно видеть, что градиент скорости в них очень сильно (в 10 раз и более) уменьшается около границы области активизации. Следовательно, одни и те же зоны разрывов в сейсмическом отношении менее опасны в пределах платформ, чем в области активизации. Внутри области активизации можно выделить два типа крупных зон.

В зонах первого типа почти на всей их площади констатируется большая величина градиента скорости ($3 \cdot 10^{-9}$ и $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹). Например, одна такая зона тянется от Алма-Аты к Фрунзе вдоль северной границы Тянь-Шаня с платформой (I-СТШ)⁶; другая — проходит вдоль южной границы Тянь-Шаня от Душанбе через Алайскую долину и Аксу в Китае (I-ЮТШ₁₋₂₋₃); третья — окружает Памир с северо-запада (I-ЗП), севера (I-СП) и северо-востока (I-ВП).

Зонам второго типа свойственны не очень высокие значения градиента ($3 \cdot 10^{-9}$ и $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹). Внутренняя структура этих зон пестрая и характеризуется различными величинами градиента скорости (таковы, например, Туркестано-Зеравшанские горы (II-ТЗ), Пскемско-Чаткальские горы (II-ПЧ), Нарынская (II-Н) и Ферганская впадина (II-Ф) и др.).

Меньшая средневзвешенная величина градиента в зонах второго типа делает их в общем сейсмически менее опасными, чем зоны первого типа. Особых пояснений требует центральная часть Памира (участки II-ЦП₁; II-ЦП₂; II-ЦП₃ на рис. 92), где показаны большие площади самых низких для области активизации значений градиента (см. рис. 98). Это связано, по-видимому, с малой изученностью Памира, а также с его тектонической спецификой. В течение неогена на Памире произошли значительные изменения направления движений (знака градиента). Вероятно, поэтому в Центральном Памире градиенты, средние для 30—40 млн. лет, небольшие ($3 \cdot 10^{-10}$ и менее). Для меньших промежутков времени средние градиенты должны быть здесь большими. Это уже подтвердилось на примере Северного Памира и Гармской области, а Центральный Памир еще слабо изучен. В дальнейшем необходимо развивать изучение градиента скорости среднего для четвертичного периода и его эпох.

Для оценки сейсмической опасности, кроме градиента скорости (который не везде удастся измерить), следует привлекать еще разность предельных скоростей движения соседних тектонических зон (глыб) и скорость роста амплитуды разрывов, имеющих сходный физический смысл. В зонах первого типа разность предельных скоростей доходит до 200 м/млн. лет (в среднем для 30—40 млн. лет). Амплитуда смещения по большинству разрывов за новейшее время обычно больше 5 км, иногда достигает 7—9 км. В зонах второго типа разность предельных скоростей обычно меньше — до 100 м/млн. лет. Амплитуда смещения по разрывам за новейшее время редко составляет 3—4 км, чаще она около 1 км или меньше этой величины.

⁶ Все индексы, данные в скобках, см. на рис. 92. — Прим. ред.

Разделение крупных зон по ряду приближенных количественных критериев свидетельствует о большей опасности зон первого типа по сравнению с зонами второго типа.

История деформации коры. Индивидуальные особенности истории деформации и структуры каждой зоны не находят выражения на карте градиента скорости, среднего для 30—40 млн. лет. Поэтому эту карту следует считать необходимой, но недостаточной для оценки сейсмической опасности. Сказанное выше о Памире следует дополнить характеристиками других частей Средней

Северо-Тяньшаньская зона, обозначенная на рис. 92 индексом I-СТШ, характеризуется длительной выдержанностью почти постоянного режима движений. Знак и средняя величина градиента для этой зоны практически постоянны в течение длительного времени.

Южно-Тяньшаньская зона (I-ЮТШ) отличается большим непостоянством знака градиента в пространстве и времени при общем высоком его значении. Поэтому существующие внутри нее участки с не очень высоким значением градиента, среднего для 30—40 млн. лет, сейсмически очень опасны.

Чаткало-Ферганская зона (I-ЧФ) отличается чередованием участков с резко различной величиной градиента скорости вертикальных движений. В ней имеются достоверные признаки недавних сдвиговых смещений в горизонтальном направлении вдоль простирания зоны и особенно широко развиты разрывы, пересекающие ее поперек или наискось. Все это повышает сейсмическую опасность данной зоны по сравнению с оцененной по одной средней величине градиента скорости.

В Таджикской впадине (II-Т) произошло резкое усиление деформаций нового почти меридионального простирания вместо прежних, почти широтных.

Чем больше изменения в простирании, знаке и скорости деформации, тем (при равенстве остальных условий) выше сейсмическая опасность территории.

Величина зон однородной деформации коры. В зонах первого типа узкие пояса с однообразными условиями деформации тянутся на 100—200 км. В Чаткало-Ферганской зоне однообразие условий сохраняется на протяжении 10—50 км. В Таджикской, Ферганской, Пскемско-Чаткальской и Нарынской зонах одинаковые условия обычно выдерживаются на расстояниях меньше 100 км. В Туркестано-Зеравшанской и Центрально-Памирской зонах постоянство условий во многих местах сохраняется на протяжении примерно 100 км.

Увеличение размеров зон с постоянными условиями деформации коры является признаком усиления сейсмической опасности.

Выделение полос различной категории опасности. Территория Средней Азии разделена на участки; внутри каждого из них тектонические условия возникновения землетрясений в первом приближении однородны (см. рис. 92). Каждый участок характеризуется определенной комбинацией наибольшей величины градиента, истории деформации и величины однородно деформирующихся зон.

Поэтому в некоторых случаях длинные зоны высоких значений градиента скорости пришлось разделить на несколько отрезков, которые включены в различные квазиоднородные участки (например, I-ЮТШ₁, I-ЮТШ₂, I-ЮТШ₃).

По комплексу критериев каждый участок отнесен к одной из приводимых ниже категорий. Участки, получившие одинаковую оценку, образуют в совокупности сеймотектоническую полосу определенной категории, которая в последующем сопоставляется с соответствующей сейсмически выделенной зоной.

Основные характеристики участков и полос разной категории сведены в табл. 18.

Таблица 18
Характеристики сейсмотектонических участков и полос различных категорий

Категории	Регистрируемые тектонофизические характеристики						
	Градиент скорости новейших движений, год ⁻¹		Частные зоны новейших разрывов, км			Размеры участков и полос, км	
	макс.	обычный	суммарная амплитуда	длина по простиранию	ширина	длина	Ширина
1	$>1 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-9}$	>5	>100	15—30	≥ 1000	75—150
2	$>1 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-9}$	<5	≤ 100	10—20	$<1000, >500$	100—250
3	$1 \cdot 10^{-8}$	$>1 \cdot 10^{-9}$	<1 (редко до 2)	≤ 100	<10	<500	150—500
4	$1 \cdot 10^{-9}$	$\leq 3 \cdot 10^{-10}$	≤ 1 (редко до 0,5)	≤ 100	<10	<500	150—500

Категории	Ожидаемые характеристики сейсмичности					Балльность зоны на картах сейсмораионирования (см. рис. 92, 99, 100)
	M_{\max}	K_{\max}	I_{\max} , баллы	повторяемость землетрясений		
				K	T , лет (на 1000 км ²)	
1	$>7,5$	>17	>9	15	10^2	9±1
2	$\leq 7,5$	≤ 17	≤ 9	15	10^3	8±1
3	$\leq 7,5$	≤ 17	≤ 9	15	10^4	7±1
4	$\leq 4,5$	≤ 12	≤ 7	12	$<10^3$	6±1

Районирование (см. рис. 92) построено на основе изучения среднего режима тектонических движений за последние 30—40 млн. лет; в ряде районов оно увязано с тектоническими движениями последних 1 млн. лет, а местами — 10 тыс. лет.

Надежность положения границ полос различной категории определяется степенью современной изученности геологического строения и тектоники разных районов Средней Азии и тем, насколько полны количественные характеристики новейших и современных движений землей коры. Весьма существенным недостатком построенной карты является то, что при выделении участков не учитывались инструментальные данные о современных вертикальных и горизонтальных движениях земной коры. Такие наблюдения для сейсмического районирования в Средней Азии до сих пор не производятся.

*Оценка по совокупности сейсмологических
и тектонических данных*

В настоящее время еще нет общепринятого принципа характеристики собственной сейсмической опасности зоны. Многие исследователи склонны считать основной характеристикой опасности максимальную интенсивность землетрясений с определенной повторяемостью, которая, как мы полагаем, должна быть официально утверждена в качестве нормативной. Вероятно, для каждой сейсмоактивной зоны нормативной должна быть повторяемость одного землетрясения максимальной для нее балльности не реже, чем в 1000 лет на площади 1000 км².

В соответствии с таким пониманием количественной оценки сейсмической опасности производилось сопоставление трех групп данных о каждой квазиоднородной зоне: 1) сейсмостатистические данные о сильных землетрясениях; 2) сейсмостатистические данные о слабых землетрясениях; 3) сейсмотектонические данные.

При оценке собственной сейсмической опасности в каждой квазиоднородной зоне были определены параметры сейсмического режима (см.

табл. 17), что позволило дать количественную характеристику зон и произвести сравнительный анализ их относительной сейсмической активности. Величина v меняется сравнительно мало, а A_{10} — очень сильно (например, в 8—9 раз при сравнении сейсмической активности Северного и Южного Тянь-Шаня).

Определение максимальной балльности возможных в будущем землетрясений в каждой зоне по одним сейсмическим материалам является пока еще не решенной задачей. По тектоническим критериям она определяется с точностью ± 1 балл.

В общем виде принципы определения максимального балла показаны в табл. 19. Если выделенная зона достаточно однородна и в ее пределах происходили землетрясения в 9 баллов ($K=15\div 18$), то вся зона относится к 9-балльной (Северный Тянь-Шань, Южный Тянь-Шань) (см. табл. 19, № 1). Если по тектоническим критериям зона может быть отнесена к 1-й или 2-й категории, но в ней не были отмечены землетрясения с $K \geq 15$ (9 баллов и более), то балльность зоны повышается по сравнению с балльностью наиболее сильного землетрясения, которое когда-либо было отмечено в этой зоне. Примером может служить район Центрального Тянь-Шаня (см. табл. 19, № 9), который при построении карты был отнесен к 8-балльной зоне, хотя там известно только одно 7-балльное землетрясение в 1954 г. ($K=14$). По такому же принципу найдена максимальная балльность западной части Северо-Тяньшаньской зоны (см. табл. 19, № 5). В нижнем течении р. Сырдарьи, в районе Чиили, несмотря на существование одного эпицентра с $K=15\div 16$, максимальная балльность понижена с 9 до 7 баллов в связи со слабой сейсмической активностью этого района и отнесением его к 3-й категории по тектоническим данным (табл. 19, № 10).

Таким образом, при определении максимальной балльности каждой зоны принимались во внимание энергия землетрясения за 50—100 лет, современная сейсмическая активность и тектонические данные.

В большинстве случаев оценка опасности по сейсмологическим данным совпадает с оценкой опасности по тектоническим данным, и поэтому величина совместной оценки не вызывает сомнения.

Таблица 19

Примеры сочетаний сейсмологических и тектонических критериев при выделении зон с различной собственной сейсмической опасностью

№ п/п	Балльность зоны на картах сейсморайонирования (см. рис. 92, 99, 100)	Зарегистрированное K_{\max} для зоны	A_{10} на 1000 км ² за 1 год	Категории полос по тектоническим данным	Зоны, выделенные по совокупности сейсмологических и тектонических данных (см. рис. 88)
1	9	18	$A_{10} < 0,5$	1	Восточная часть зоны 1
2		18	$A_{10} > 0,5$	1	Зона 3
3		17	$0,2 < A_{10} < 1,0$	1	Восточная часть зоны 4
4		16	$0,2 < A_{10} < 0,5$	2	Зона 5
5	8	18	$A_{10} < 0,05$	1	Западная часть зоны 1
6		17	$0,1 < A_{10} < 0,5$	2	То же, зоны 4
7		16	$A_{10} < 0,2$	2	Юго-восточная часть зоны 7
8		14	$0,2 < A_{10} < 1,0$	2	Северная и северо-восточная части Таджикской впадины
9		14	$A_{10} < 0,5$	1—2	Зона 2
10	7	16—15	$A_{10} < 0,05$	3	Чиили
11		12	$0,1 < A_{10} < 0,5$	2	Центральная часть Таджикской впадины

Однако есть зоны, где первая оценка выше второй. Если сейсмологическая оценка статистически надежно обоснована, то совместная тектоно-сейсмологическая оценка приравнивалась к ней. Так, зона 7 (проходящая от Намангана к Андижану) признана 9-балльной, хотя по тектоническим данным она относится ко 2-й категории. Если надежность сейсмологической оценки невысока, то в качестве совместной оценки принимается балл, промежуточный между оценками, вытекающими из сейсмологических и тектонических данных. Примером может служить район Чили (табл. 19, № 10), где сейсмологическая оценка дает 9 баллов, тектоническая — 6, а окончательная оценка — 7 баллов.

Существуют также зоны, для которых сейсмологические критерии приводят к более низкой оценке опасности, нежели тектонические. Эти зоны получили совместную оценку, превышающую сейсмологическую и равную, или меньшую тектонической. Например, оценка опасности внутренней части Таджикской впадины по сейсмологическим данным составляет 6 баллов, а по тектоническим — 8 баллов, окончательно принято 7 баллов.

Важно подчеркнуть неизбежность существования таких зон, для которых оценки опасности по сейсмологическим и тектоническим данным должны не совпадать. Основная причина несовпадения — несоответствие между напряженным состоянием и деформациями земной коры в течение последних десятилетий (от которых зависит современная характеристика сейсмичности) и характеристиками напряжений и деформаций коры, средними для тысячелетий и миллионов лет (регистрируемых методами тектоники). Кроме того, может иметь значение также различная степень изученности сейсмичности и тектоники.

Районирование с учетом сотрясений из различных зон

Учет по сейсмологическим данным.

Статистически установленные закономерности затухания сейсмических колебаний с удалением от эпицентра (см. рис. 8б, б) позволяют выполнить следующее построение на границе двух зон с различной сейсмической опасностью. Делается предположение, что в зоне с большей опасностью происходит наиболее сильное землетрясение с эпицентром, лежащим у самой границы зон. Тогда сотрясения, равные интенсивности в эпицентре, распространяются на определенное расстояние в менее опасную зону, где таких сильных собственных землетрясений не возникает. Еще дальше от эпицентра располагаются последовательные полосы распространения все меньшей интенсивности. Какая-то из этих полос по интенсивности равна собственным землетрясениям менее опасной зоны. Ближайшая к эпицентру граница этой полосы принимается в качестве окончательной границы зон разной опасности на карте сейсмического районирования.

Для контроля полученные границы наложены на сводную карту изосейст всех известных сильных землетрясений. Для Средней Азии Н. А. Введенской на такую карту нанесены не только изосейсты, полученные по макросейсмическим данным, но и «теоретические» изосейсты, которые были построены вокруг эпицентров, определенных инструментально (рис. 99). Зоны различной опасности, показанные на карте сейсмического районирования, как правило, не должны включать в себя изосейсты более высоких баллов. Исключение могут составлять изосейсты чрезвычайно редких (с повторяемостью ниже нормативной) или ненадежно охарактеризованных землетрясений. Таким является район Чили (северо-западный участок карты), где в 7-балльной зоне изображена 8-балльная изосейста.

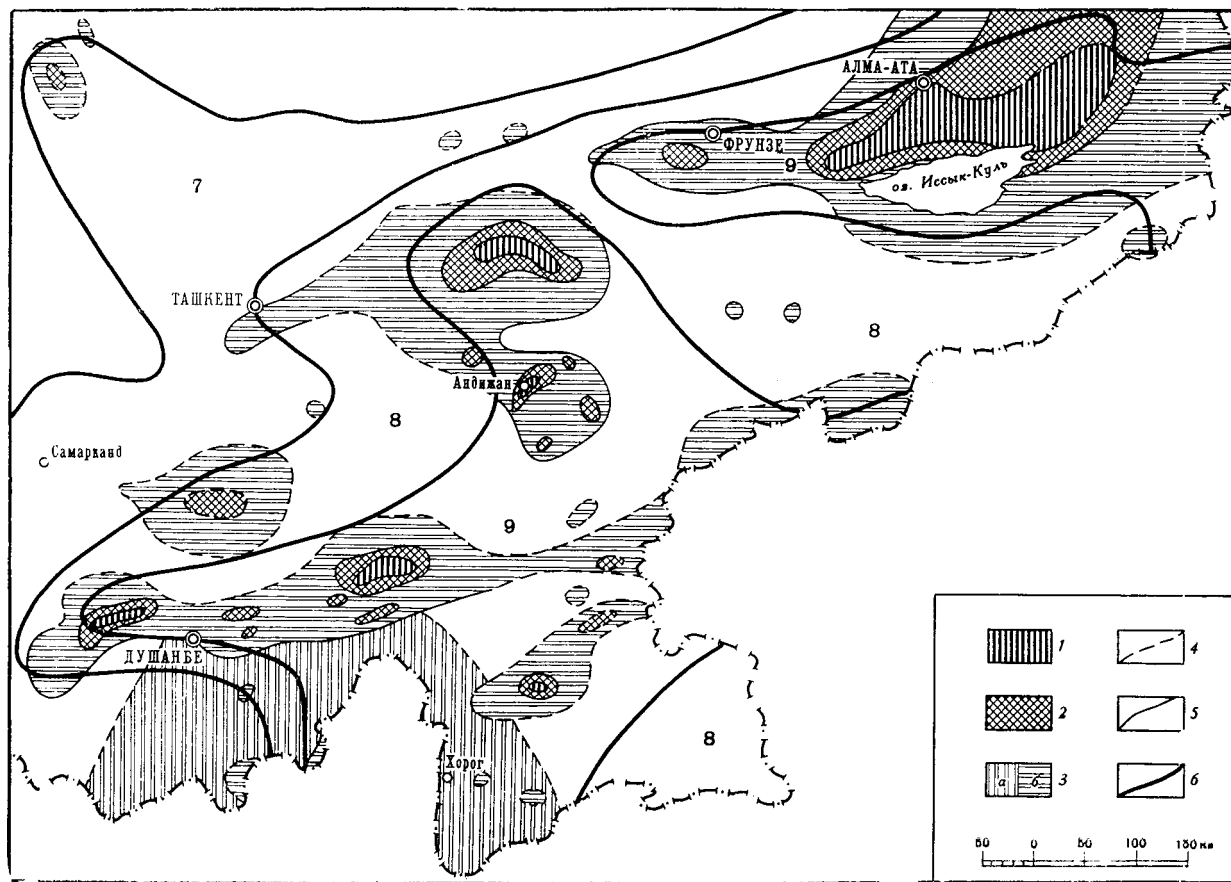


Рис. 99. Карта изосейст разрушительных землетрясений

Интенсивность сотрясений, происходивших в прошлом: 1 – 9–10 баллов; 2 – 8 баллов; 3а – 7 баллов при подкорковых землетрясениях; 3б – 7 баллов при очагах в коре; 4 – предположительные контуры изосейст; 5 – контуры изосейст на основании данных обследований; 6 – границы зон различных баллов на карте сейсмического районирования. Цифры 7–9 на карте отражают балльность выделенных зон

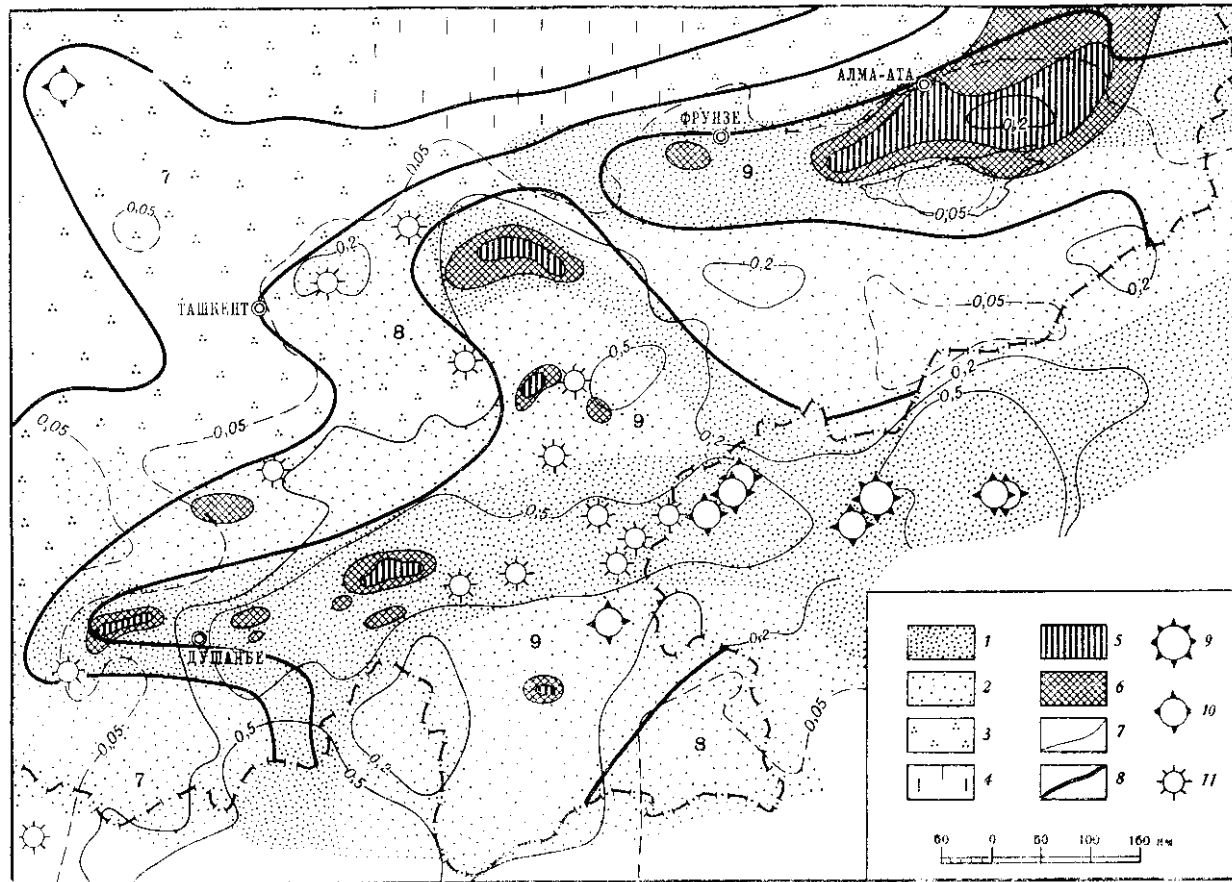


Рис. 100. Схема совместного использования сейсмических и геологических данных при сейсмическом районировании

1-4 – зоны с различной сейсмической опасностью по геологическим данным (от 1-й до 4-й категории); 5-6 – районы, испытавшие в прошлом сотрясение в 9 и 8 баллов; 7 – изолинии сейсмической активности; 8 – границы зон на карте сейсмического районирования; энергетический класс: 9 – К=18, 10 – К=16, 11 – К=15. В тех случаях, когда указаны зоны сотрясений, знак эпицентра не нанесен. Цифры 7-9 на карте отражают балльность выделенных зон.

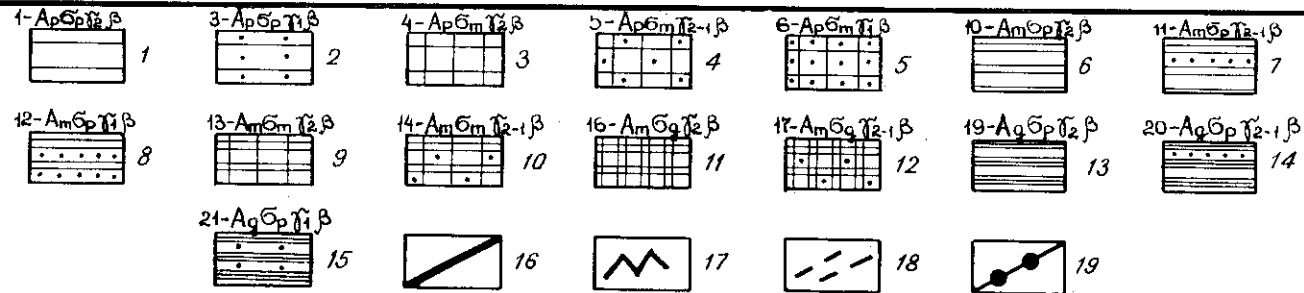
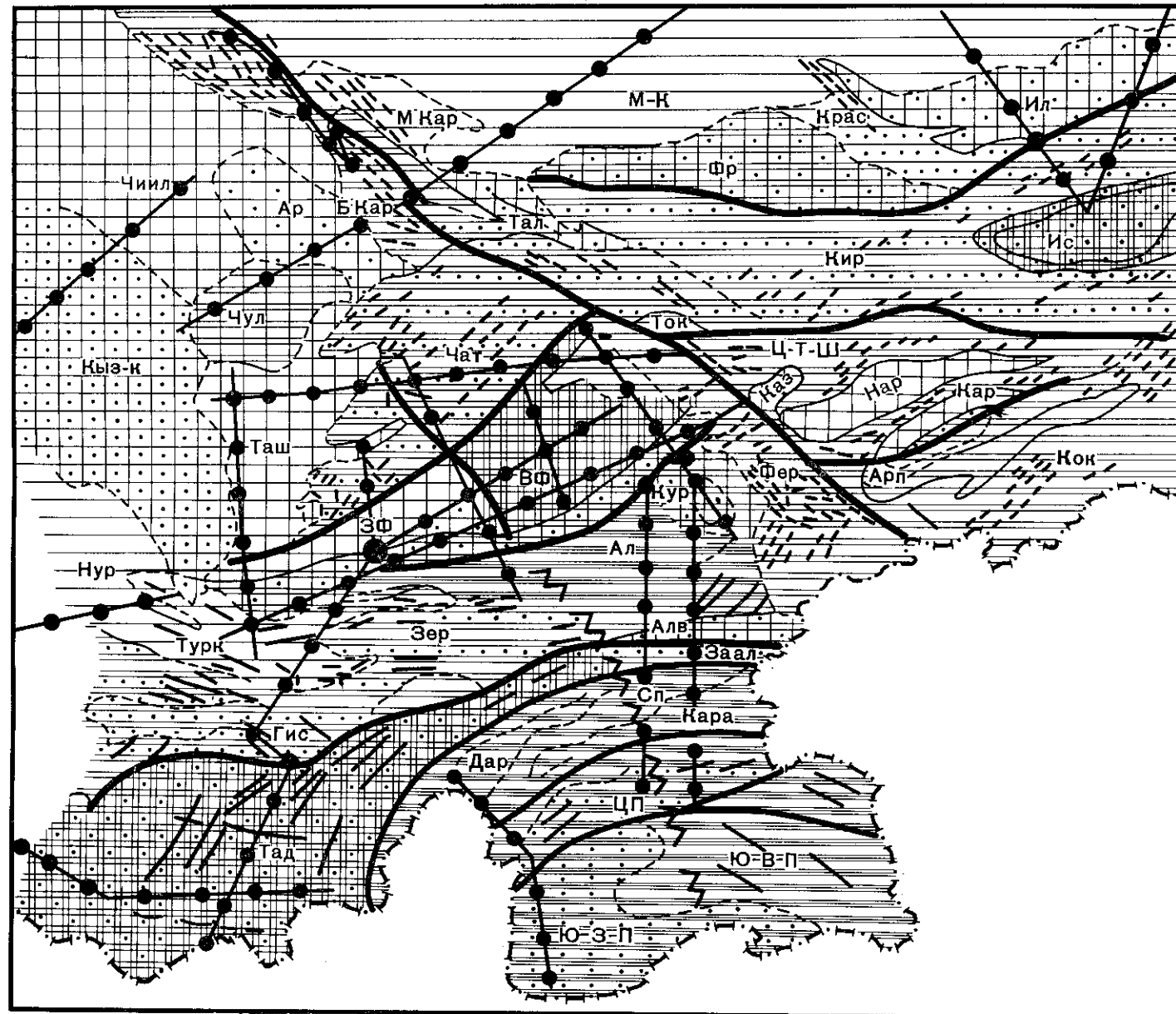


Схема глубинно-структурной классификации районов Средней Азии

Мощность коры	Мощность осадочного слоя	Подшва осадочного слоя	N классов	Индексы классов и их обозначения на карте
A _p	σ _p	γ ₂	1	A _p σ _p γ ₂ β
		γ ₂₋₁	2	A _p σ _p γ ₂₋₁ β
		γ ₁	3	A _p σ _p γ ₁ β
	σ _m	γ ₂	4	A _p σ _m γ ₂ β
		γ ₂₋₁	5	A _p σ _m γ ₂₋₁ β
		γ ₁	6	A _p σ _m γ ₁ β
	σ _g	γ ₂	7	A _p σ _g γ ₂ β
		γ ₂₋₁	8	A _p σ _g γ ₂₋₁ β
		γ ₁	9	A _p σ _g γ ₁ β
A _m	σ _p	γ ₂	10	A _m σ _p γ ₂ β
		γ ₂₋₁	11	A _m σ _p γ ₂₋₁ β
		γ ₁	12	A _m σ _p γ ₁ β
	σ _m	γ ₂	13	A _m σ _m γ ₂ β
		γ ₂₋₁	14	A _m σ _m γ ₂₋₁ β
		γ ₁	15	A _m σ _m γ ₁ β
	σ _g	γ ₂	16	A _m σ _g γ ₂ β
		γ ₂₋₁	17	A _m σ _g γ ₂₋₁ β
		γ ₁	18	A _m σ _g γ ₁ β
A _g	σ _p	γ ₂	19	A _g σ _p γ ₂ β
		γ ₂₋₁	20	A _g σ _p γ ₂₋₁ β
		γ ₁	21	A _g σ _p γ ₁ β
	σ _m	γ ₂	22	A _g σ _m γ ₂ β
		γ ₂₋₁	23	A _g σ _m γ ₂₋₁ β
	σ _g	γ ₁	24	A _g σ _m γ ₁ β
		γ ₂	25	A _g σ _g γ ₂ β
σ _g	γ ₂₋₁	26	A _g σ _g γ ₂₋₁ β	
	γ ₁	27	A _g σ _g γ ₁ β	

Рис. 101. Карта глубинного структурного районирования Средней Азии (первый вариант)

1—15 — глубинно-структурные классы участков земной коры и их индексы, установленные по структурно-геофизическим признакам; 16 — крупные глубинные зоны разрывов, пересекающие кору; 17 — предполагаемая поперечная глубинная зона разрывов, слабо проявленная в структуре коры и выделенная по геофизическим и геоморфологическим данным; 18 — основные простирания складок, разрывов, магматических интрузий и границ тектонических зон; 19 — линии опорных сейсмических разрезов коры, полученные различными исследователями.

Пояснения к таблице-схеме глубинно-структурной классификации. Общая мощность коры: малая — A_p = 30-45 км, средняя — A_m = 45-60 км, большая — A_g > 60 км. Мощность осадочного слоя: малая — σ_p < 0,5 км, средняя — σ_m = 0,5-5,0 км, большая — σ_g > 0,5 км. Подшвой осадочного слоя служат: γ₂ — верхняя часть гранитного слоя; γ₂₋₁ — то верхняя, то нижняя часть гранитного слоя, γ₁ — нижняя часть гранитного слоя

Учет по тектоническим данным

На распространение сейсмических колебаний влияют следующие тектонические факторы:

1. Мощность покрова рыхлых осадочных пород, обладающих сильным поглощением, а также состав подстилающих пород, которые могут иметь различное поглощение.

2. Простираание наклонно залегающих слоев, складок и разрывов. На определенном расстоянии от эпицентра вкрест простираания сотрясение в среднем бывает на один балл меньше, чем на том же расстоянии вдоль простираания. Поэтому на рис. 91 и 92 специально подчеркнуты направления господствующих простирааний.

3. Крупные глубинные зоны разрывов. При распространении сейсмические волны особенно сильно поглощаются крупными глубинными зонами разрывов, которые тянутся поперек направления распространения волн.

Метод детального учета перечисленных тектонических факторов еще не вошел в практику, но его, несомненно, следует развивать и составлять специальные карты, характеризующие тектонические условия распространения сейсмических волн.

Учет по совокупности сейсмологических и тектонических данных

Переход от зон возникновения землетрясений определенной балльности к зонам сотрясений при составлении карты сейсмического районирования является завершающей операцией. При этом границы смещаются в сторону зон меньшей опасности. Величина смещения определяется общими сейсмологическими закономерностями (см. рис. 86, б), но от места к месту она изменяется в соответствии с тектонической обстановкой. Там, где рядом расположены зоны, собственная опасность которых различается больше чем на 1 балл, приходится вводить дополнительные зоны, промежуточные между ними.

Например, зона Северного Тянь-Шаня с собственной опасностью 9—10 баллов граничит с севера с зонами, имеющими собственную опасность 7 и 6 баллов. На карте сейсмического районирования на некоторой части последних зон выделены зоны 8 и 7 баллов, на которые допускается распространение сотрясений, происходящих от 9—10-балльных землетрясений Северного Тянь-Шаня.

На карте сейсмического районирования (рис. 100) в 9-балльную зону вошли все районы, где в прошлом уже возникли землетрясения с $K=16 \div 18$ и где активность $A_{10} > 0,5$. Эта зона охватывает почти целиком полосы 1-й категории опасности по тектоническим данным. Границы зоны почти всюду отодвинуты от макросейсмических и теоретических 9-балльных изосейст прошлых землетрясений.

8-балльная зона имеет эпицентры землетрясений с $K=15$. Она характеризуется величиной активности $0,05 < A_{10} < 0,5$. В основном она совпадает с полосами 2-й категории по тектоническим данным. Изосейсты 8 баллов, за исключением слабо изученного района Чили, нигде не проходят за пределами данной зоны.

7-балльная зона содержит эпицентры с $K=14$ (исключая район Чили, где один эпицентр соответствует землетрясению с $K=16$). Сейсмическая активность A_{10} обычно меньше 0,05, но местами повышается до $A_{10} < 0,5$. Большая часть зоны расположена в полосах 3-й категории, но местами совпадает с полосами 2-й категории по тектоническим данным. За исключением района Чили, зона не имеет изосейст прошлых землетрясений с интенсивностью колебаний выше 7 баллов.

V**ТЕКТОНОФИЗИКА
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
И ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ**

ГЛАВА 27

**ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ
ГЛУБИННО-СТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ****(на примере Средней Азии)**

В настоящее время широко используется несколько различных методов составления карт, отражающих современное строение земной коры. На одних картах изображается главным образом конкретная морфология структуры верхней части коры — осадочного покрова или кристаллического фундамента. На других основное внимание уделяется истории (времени) формирования структурных элементов, наблюдаемых на поверхности. На третьих, по возможности, сочетаются данные о морфологии и истории развития элементов структуры верхней части коры. Все эти тектонические карты необходимы, однако сейчас возникла потребность в составлении карт еще одного типа — таких, на которых были бы изображены основные данные о современной структуре земной коры на всю ее мощность. При их составлении, кроме обычных тектонических материалов, большое значение имеют результаты различных геофизических исследований.

Потребность в таких картах имеется не только у тектонистов, интересующихся глубинным строением коры и причинами тектонических движений, но и у многих геофизиков — сейсмологов, гравиметристов, магнитометристов и др. Нужны они и для прогноза полезных ископаемых. Такие карты мы предлагаем называть глубинно-структурными. Их особенность заключается в том, что на одном сводном чертеже показываются главные характеристики всех основных слоев земной коры: осадочного, гранитного и базальтового. Карта должна изображать разделение территории на участки, каждый из которых обладает своеобразным сочетанием мощности и внутреннего строения всех слоев земной коры. Детали строения каждого слоя могут быть показаны отдельно на серии карт, составляющих целый атлас (см., например, [69, 82]). Нами рассматриваются возможные принципы составления одной сводной карты. Делается это на примере весьма сложно построенных и развивающихся регионов Средней Азии, которая в геологическом и геофизическом отношении хорошо изучена.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ

Первое, что мы считаем необходимым выразить на карте, — это мощности главных слоев коры. Необходимо показать участки, в которых какой-либо слой отсутствует. Должны быть изображены преобла-

дающие простирания складок и разрывов, а также крупные глубинные зоны разрывов.

Современная структура коры сформировалась в результате длительной геологической истории, которая была различной в разных районах. Существующие представления об этом рассмотрены в работах В. В. Белоусова [60] и В. А. Магницкого [432].

На современной стадии изученности глубинного строения земной коры в Средней Азии в разрезе коры выделяются следующие слои: 1) осадочный слой (σ); 2) гранитный слой, разделяемый на две части: верхнюю (γ_2), к которой мы относим слабо метаморфизованные и сильно дислоцированные осадочные и вулканогенные палеозойские и частично мезозойские и кайнозойские породы («консолидированный фундамент»), и нижнюю — сложенную в основном гранитами и гнейсами (γ_1) — собственно гранитную часть слоя; 3) базальтовый слой (β_1), которым заканчивается разрез земной коры. Какими породами он слагается, известно в меньшей мере. Во всяком случае, в нем не может быть кайнотипных излившихся пород — базальтов (как это ни парадоксально) и наиболее распространенными, вероятно, являются габбро и другие разновидности основных глубинных магматических пород. Земная кора отделяется разделом Мохоровичича от верхней части мантии (μ_2).

Скорости распространения продольных сейсмических волн по разрезу земной коры и мощности ее слоев, определенные различными сейсмологическими методами по многочисленным профилям, не вполне одинаковы не только для разных частей Средней Азии, но и для одних и тех же районов. Соответствующие данные о Средней Азии имеются в работах [168, 347, 217, 91, 365, 101, 659, 90, 291, 149 и др.]. Нами за основные приняты скорости, полученные Б. С. и И. С. Вольвовскими и др. [149] по профилю, секущему почти по центру западную часть Средней Азии в широтном направлении от Бухаро-Хивинского района на западе до Восточной Ферганы на востоке.

В верхней части осадочного слоя (рыхлые отложения) скорость колеблется от 2,5 до 5 км/сек, в нижней части она обычно от 4 до 5 км/сек. Средняя плотность осадочного слоя выше 2,0 и не более 2,4 г/см³. В верхней части гранитного слоя (γ_2 — слабо метаморфизованные и сильно деформированные палеозойские, местами мезозойские породы с небольшими интрузивными внедрениями магматических тел) эта скорость доходит до 6,0—6,4 км/сек; плотность пород — от 2,4 до 2,7 г/см³, а средняя плотность данной части гранитного слоя 2,5—2,6 г/см³. В нижней части гранитного слоя (γ_1 — граниты, гнейсы) около его кровли скорость продольных волн 6,6—6,8 км/сек; плотность пород от 2,53 до 2,73 г/см³, средняя плотность нижней части гранитного слоя 2,67—2,70 г/см³. В верхней части базальтового слоя скорость больше 7, обычно 7,4—7,5 км/сек; плотность пород принимается от 2,80 до 3,07 при среднем значении для слоя 2,9 г/см³. Под разделом Мохоровичича все исследователи регистрируют скорость в верхней части мантии больше 8,0 км/сек; средняя плотность верхних слоев верхней мантии принимается 3,3—3,4 г/см³.

Приведенные выше скорости и плотности по тектонической аналогии мы приписываем районам, которые имеют сходное строение земной коры в случае отсутствия измеренных скоростей волн или большого разнобоя в опубликованных данных.

При рассмотрении Земли в целом геофизики обычно обозначают земную кору как зону А (В — верхняя часть верхней мантии, С — нижняя часть верхней мантии, D^I — верхняя часть нижней мантии, D^{II} — нижняя часть нижней мантии, E, F, G — ядро). Соответственно и мы в качестве символа земной коры используем букву А, которую сопровождаем индексами, отмечающими малую, среднюю или большую мощность

коры. Принятыми в геологии индексами, имеющими разнообразное применение, являются: p — малая, m — средняя, g — большая.

На карте (рис. 101) общую мощность земной коры мы изобразили штриховыми горизонтальными линиями: одной сплошной линией — мощность малая (от 30 до 45 км); двойной — средняя (от 45 до 60 км); тройной — большая (более 60 км).

Верхний слой коры — осадочный (σ). Его мощность изображается на карте прямыми вертикальными линиями штриховки. При малой мощности (σ_p) до 0,5 км штриховка не изображается; при средней мощности (σ_m) от 0,5 до 5,0 км штриховка состоит из одинарных линий; при большой мощности (σ_g) более 5,0 км — из двойных линий. Интервалы мощности гранитного и базальтового слоев можно было бы отразить или формой горизонтальной линии (прямой, волнистой), или дополнительными значками на горизонтальных линиях. Однако в ряде районов Средней Азии вопрос о границе и мощностях гранитного и базальтового слоев является дискуссионным, и поэтому мы воздержались от изображения на карте различных районов по данным признакам.

В настоящее время можно использовать другой признак — внутреннее строение гранитного слоя, которое существенно изменяется в пределах Средней Азии. В одних районах имеется полный разрез, содержащий повсеместно верхнюю (γ_2) и подстилающую ее нижнюю (γ_1) части. Их индексом служит γ_2 , обозначающий комплекс пород, непосредственно подстилающих рыхлый осадочный слой. В таких районах между линиями горизонтальной штриховки мы не ставили никаких значков. В других районах на поверхность выходят или подстилают осадочный покров то верхняя, то нижняя части гранитного слоя, т. е. верхняя его часть распространена неповсеместно. Индексом пород, подстилающих осадочный слой, является γ_{2-1} . Эти районы на карте отмечаются особыми значками, расположенными или не в каждом промежутке между горизонтальными линиями, или не в каждом квадрате сетчатой штриховки, а через один. Форма значка может соответствовать мощности гранитного слоя. Поскольку мы решили пока воздержаться от показа мощности гранитного слоя, на карте Средней Азии используется только одна форма значка — точка. Наконец, существуют районы, в которых верхняя часть гранитного слоя отсутствует. Здесь под осадочным слоем залегают породы, обозначаемые γ_1 . В таких районах на карте точки ставились во всех промежутках между горизонтальными линиями или во всех клетках сетчатой штриховки.

Перечисленные признаки могут сочетаться в 27 комбинациях, указанных на схеме классификации (рис. 101), в которой каждой комбинации соответствует определенная штриховка. Эти штриховки использованы на карте рис. 101. Классификация районов Средней Азии по указанным признакам соответствует общим математическим принципам классификации, рекомендуемым Ю. А. Косыгиным [354] и Ю. А. Ворониным и др. [161]. Из общего числа 27 теоретически возможных классов в Средней Азии 12 классов не реализованы.

Каждый класс имеет свой индекс, построенный по принципу химической формулы, создающей перечисление слоев, слагающих кору, с указанием общей мощности коры и осадочного слоя. Сейчас обозначение базальтового слоя β входит в индекс класса без указания на мощность слоя. Когда она станет известна, ее будет легко указать с помощью букв p , m , g . Число теоретических классов при этом увеличится.

Зная принцип построения условных обозначений и глядя на любую часть карты, легко прочесть на ней общую мощность коры, мощность осадочного слоя и строение гранитного слоя. Эти данные с помощью индексов или номеров классов могут быть легко введены в память электронной вычислительной машины для последующего совместного машинного анализа геологических и геофизических данных.

Толстые линии на карте (знак 16) изображают конкретные крупные глубинные зоны разрывов, пересекающие всю земную кору. Прерывистый зигзаг (знак 17) приближенно изображает предполагаемую поперечную подкоровую зону разрывов, которая пока еще слабо проявлена в структуре коры. Она выявляется по сейсмическим и гравиметрическим данным, а также согласуется с геоморфологическими.

Тонкими прерывистыми линиями (знак 18), не совпадающими со штриховкой, указаны преобладающие простирания складок, разрывов, магматических интрузий и границ тектонических зон, создающих анизотропию физических свойств осадочного и гранитного слоев. Простирания выявляются геологическими методами, а также с помощью магниторазведки и гравиразведки. Во многих районах регистрируются складки и разрывы различных простираний, чаще всего пересекающихся под почти прямым углом (в Афгано-Таджикской и Ферганской впадинах, в Кураминско-Чаткальских горах, в Ферганском хребте).

Наконец, линии с толстыми черными точками (знак 19) показывают положение опорных сейсмических разрезов всей коры.

В соответствии с изложенными принципами на карте Средней Азии (рис. 101) изображены:

Области $A_p \sigma_p$ с тонкой корой (до 45 км) и малыми мощностями осадочного слоя (до 0,5 км). Среди них выделяются:

$A_p \sigma_p \gamma_2 \beta$ — зоны, где под осадками залегают или обнажаются на поверхности породы относимые к верхней части гранитного слоя (γ_2): пустыня Муюнкум (М-К), хр. Малый Каратау (М. Кар), хр. Нуратау (Нур); хр. Туркестанский (Турк); $A_p \sigma_p \gamma_1 \beta$ — зоны, где нижняя часть гранитного слоя (γ_1) залегают непосредственно под маломощным осадочным слоем или выходит на поверхность: Чу-Илийские горы у Красногорки (Крас).

Области $A_p \sigma_m$ с тонкой корой (до 45 км) и средней мощностью осадочного слоя (от 0,5 до 5 км). В них выделяются:

$A_p \sigma_m \gamma_2 \beta$ — зоны, где под осадками залегают породы, относимые к верхней части гранитного слоя (γ_2): Каракольская впадина (Кар), Казарманская (Каз), Нарынская впадина (Нар), Западная часть Ферганской впадины (ЗФ), район Чиили (Чиил), Ташкентский район (Таш);

$A_p \sigma_m \gamma_{2-1} \beta$ — зоны, где под осадками лежит то верхняя (γ_2), то нижняя часть гранитного слоя (γ_1): Арысская впадина (Ар), Илийская впадина (Ил), Таласская впадина (Тал);

$A_p \sigma_m \gamma_1 \beta$ — зоны, где под осадками лежит нижняя часть гранитного слоя (γ_1): пески Кызылкумы (Кыз-К), Токтогульская впадина (Ток).

Области $A_m \sigma_p$ с корой средней мощности (от 45 до 60 км) и малыми мощностями осадочного слоя (до 0,5 км). В них выделяются:

$A_m \sigma_p \gamma_2 \beta$ — зоны, где под осадками находятся породы верхней части гранитного слоя (γ_2): Кокшаальский хребет (Кок), Центральный Тянь-Шань (ЦТШ), Арпинская впадина (Арп), Ферганский хребет (Фер), Большой Каратау (Б. Кар);

$A_m \sigma_p \gamma_{2-1} \beta$ — зоны, где на поверхности или под осадочным слоем залегают то породы верхней части (γ_2) гранитного слоя, то нижней (γ_1): Киргизский хребет (Кир), Зеравшанский хребет (Зер), Чаткальский хребет (Чат), Заалайский хребет (Заал);

$A_m \sigma_p \gamma_1 \beta$ — зоны, где под осадками лежат породы, относящиеся к нижней части гранитного слоя (γ_1): хребет Атбаши (Ат), Гиссарский хребет (Гис.).

Области $A_m \sigma_m$ с корой средней мощности (от 45 до 60 км) и средней мощностью осадочного слоя (0,5—5 км). В них выделяются:

$A_m \sigma_m \gamma_2 \beta$ —зоны, где под осадками лежит верхняя часть гранитного слоя (γ_2): приташкентские горы Чули (Чул);

$A_m \sigma_m \gamma_{2-1} \beta$ — зоны, где под осадками в одних местах лежит верхняя часть гранитного слоя (γ_2), в других — нижняя (γ_1): Алайская впадина (Алв), Куршабская зона (Кур), Фрунзенская впадина (Фр).

Области $A_m \sigma_g$ с корой средней мощности (от 45 до 60 км) и большой мощностью осадочного слоя (свыше 5 км). В них выделяются зоны:

$A_m \sigma_g \gamma_2 \beta$ — зоны, где под осадками залегает верхняя часть гранитного слоя (γ_2): восток Ферганской впадины (ВФ);

$A_m \sigma_g \gamma_{2-1} \beta$ — зоны, где под мощными осадками располагается то верхняя (γ_2), то нижняя (γ_1) часть гранитного слоя: Таджикская впадина (Тад), Иссыккульская впадина (Ис).

Области $A_g \sigma_p$ с мощной корой (свыше 60 км) и малыми мощностями осадочного слоя (до 5 км), в которых выделяются:

$A_g \sigma_p \gamma_2 \beta$ — зоны, где на поверхности или под небольшой мощностью осадков залегает верхняя часть гранитного слоя (γ_2): Северный Памир (СП), Дарвазская зона (Дар), Каракульская зона (Кара), Юго-Восточный Памир (ЮВП), Алайский хребет (Ал);

$A_g \sigma_p \gamma_{2-1} \beta$ — зоны, где на поверхности или под небольшим слоем осадков залегает то верхняя (γ_2), то нижняя (γ_1) часть гранитного слоя: Центральный Памир (ЦП);

$A_g \sigma_p \gamma_1 \beta$ — зоны, где на поверхности или под маломощным слоем осадков залегают породы, относимые к нижней части гранитного слоя (γ_1): Юго-Западный Памир (ЮЗП).

Показанные на карте направления простираний складок и разрывов в осадочном и гранитном слоях и важнейшие глубинные зоны разрывов имеют большое значение при сейсмологических исследованиях, так как сейсмические волны по-разному распространяются вдоль простирания и вкрест него. При пересечении глубинных зон разрывов происходит резкое затухание сейсмических волн, что имеет практическое значение при оценках сейсмической опасности.

Для территории Средней Азии характерны определенные структурные направления. В платформенной области (на севере района) преобладают северо-западные простирания складок и разрывов. В более южной части Средней Азии, активизированной новейшими тектоническими движениями, большое значение имеют широтные структурные направления; для западной части Тянь-Шаня, кроме того, важны северо-восточные простирания. Во многих районах можно видеть несколько структурных направлений, пересекающихся между собой. Такая структурная решетка наблюдается в Таджикской впадине, где под новейшими складками субмеридионального направления в палеозойском фундаменте развиты также древние широтные нарушения, выявленные геофизическими работами. Существование разрывов и складок двух направлений достоверно установлено также в Чаткальском и других районах.

Таким образом, структура земной коры в Средней Азии нам представляется в виде сложной системы крупных элементов, главным образом пластически деформированных глыб, отличающихся строением земной коры. Большая часть границ этих элементов совпадает с разрывами и проводится уверенно, некоторые границы расплывчаты и проведены условно, так как они захватывают большие полосы постепенного перехода. Наблюдающиеся на поверхности разрывы уходят на различную глубину. Глубинными зонами разрывов считаются те, которые захватывают всю мощность земной коры. Многие из них уходят и в верхнюю часть мантии.

ОБЛАСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КАРТ ГЛУБИННО-СТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Карты глубинно-структурного районирования могут быть использованы с различными целями. Они имеют значение при оценке сейсмической опасности, так как на возникновение и распространение сейсмических волн заметно влияет мощность осадочного слоя [94]. Строение разреза земной коры, особенно мощность осадочного слоя, существенно сказывается на дисперсии поверхностных волн. В этом направлении публикуемая нами карта Средней Азии была использована В. М. Архангельской и И. М. Кузнецовой.

Карты глубинно-структурного районирования могут найти применение в гравиметрии с целью уточнения методов вычисления и интерпретации гравитационных аномалий. Эти карты показывают, какими породами сложен «промежуточный слой» коры между уровнем моря и высотой пункта наблюдения величины силы тяжести. Таким образом, становится очевидным, какое значение плотности промежуточного слоя следует выбрать для каждого пункта при вычислении аномалии Буге: $2,3 \text{ г/см}^3$ (осадочный покров), или $2,7 \text{ г/см}^3$ (гранитный слой), или $2,9 \text{ г/см}^3$ (базальтовый слой). Последний случай возможен в ряде районов Урала, Казахстана, Сибирской платформы, Армении и других территорий. Дифференцированный выбор плотности промежуточного слоя в различных пунктах наблюдения повысит по смыслу точность сводных карт аномалии Буге, которые обычно вычисляют, принимая для обширной площади одно постоянное значение плотности — $2,3$ или $2,67 \text{ г/см}^3$. Использование карт глубинно-структурного районирования поможет составлению для больших территорий карт аномалий Буге по «рабочей» средней плотности, вычисляемой сейчас по данным отдельных буровых скважин.

Особый интерес карты глубинно-структурного районирования должны представить при вычислении и интерпретации изостатических аномалий. В настоящее время наиболее обоснованным и распространенным является использование гипотезы Эри, предполагающей постоянную среднюю плотность земной коры $2,67 \text{ г/см}^3$ во всех участках коры, в различной мере возвышающихся над уровнем моря. Карты глубинно-структурного районирования позволяют для каждого участка коры найти свойственную ему среднюю плотность, которая во многих местах может существенно отличаться от $2,67$. Например, в местах отсутствия осадочного слоя и верхней части гранитного, где кора состоит только из нижней части гранитного и базальтового слоев, средняя плотность приблизится к $2,8 \text{ г/см}^3$. Во впадинах с мощностью рыхлого осадочного слоя до 10 км и значительной мощностью верхней части гранитного слоя средняя для коры мощность может уменьшаться до $2,6 \text{ г/см}^3$ и менее. Использование геологически и сейсмологически обоснованных различных значений средней плотности коры в разных участках в разумной мере внесет в схему Эри элементы гипотезы Пратта и уточнит смысл изостатических аномалий.

Поскольку карты глубинно-структурного районирования объективно изображают не только внутреннюю структуру коры, но и ее мощность, выясненную сейсмологическими методами, они могут помочь проведению гравиметрических расчетов особого рода. Например, возможно вычисление разности между наблюдаемой величиной силы тяжести и теоретическим ее значением при данной известной мощности коры в случае ее изостатически равновесного положения. Эта разность не является изостатической аномалией в обычном смысле слова, так как она предполагает заданной не высоту рельефа, а мощность коры. Высота рельефа вытекает из расчета и может оказаться существенно отличающейся от наблюдаемой. Соответственно выявляются направление и ве-

личина того вертикального перемещения земной коры, которое необходимо для изостатического уравнивания коры. Сравнение вычисленного движения изостатического уравнивания с наблюдаемым современным тектоническим движением коры представляет большой теоретический интерес.

В настоящее время происходит быстрое накопление объективных данных о внутреннем строении земной коры, мощности и глубине залегания ее слоев, которые получают сейсмологическими методами независимо от данных гравиметрии. Поэтому настало время развить такие новые принципы вычисления аномалий силы тяжести, которые не включали бы в себя гипотез о строении земной коры. Теоретическое значение силы тяжести должно состоять при этом из его нормального значения на данной широте и того гравитационного воздействия, которое оказывает реальная земная кора с известными для каждого ее участка средней плотностью и высотами залегания границ всех слоев. Разность между таким теоретическим значением и наблюдаемой величиной силы тяжести — гравитационная аномалия — в основном будет отражать распределение аномальных масс в подкоровой части Земли, а не в коре. Это явится важным отличием данной аномалии от широко используемых в настоящее время аномалий Фая, Буге, топографических и изостатических, в которых в теоретическое значение силы тяжести не входят конкретные достоверные данные о коре в каждом пункте гравитационных наблюдений. Поэтому существующие аномалии прежде всего отражают отличие реального строения коры от той его схемы, которая предполагается при вычислении аномалии.

Аномалии нового типа, которые с достаточным основанием можно называть подкоровыми, лишь в малой мере будут отражать второстепенные детали структуры коры, не учтенные в теоретической величине силы тяжести. Для вычисления подкоровых аномалий потребуется составлять карты глубинно-структурного районирования обширных территорий.

Результаты первых вычислений подкоровых гравитационных аномалий в Средней Азии были опубликованы И. С. Вольвовским и В. И. Шрайбманом [151] и В. И. Шрайбманом [713].

К числу районов, которые весьма интересно исследовать с помощью подкоровых гравитационных аномалий, относятся Памир и Гиндукуш. В пределах Памира по геологическим и сейсмическим данным пока не отмечается значительного различия в строении коры его западной и восточной половин. Однако в гравитационном отношении они сильно отличаются одна от другой [10], что надо связывать с особенностями распределения масс в верхней мантии под западной и восточной частями Памира. Обращает на себя внимание, что вдоль границы между западной и восточной частями Памира тянется меридиональная поперечная к общему тектоническому простиранию зона возникновения землетрясений. Она получит определенное геофизическое объяснение лишь при рассмотрении гравиметрических данных.

Вдоль северного подножья Гиндукуша тянется уходящая на северо-восток в центральную часть Памира знаменитая зона многочисленных глубокофокусных землетрясений — одна из самых крупных внутри материков. Полевые исследования А. А. Никонова и Н. Н. Леонова показали, что верхняя часть земной коры здесь не испытывает выделяющихся по величине деформаций. Сейсмологические данные по западной части Памира не указывают на какие-либо крупные разрывные смещения подошвы коры в этом месте. Поэтому зону глубокофокусных гиндукушских землетрясений следует связывать главным образом с физическими процессами, которые сейчас локализованы под корой. Для их изучения, кроме сейсмологических, особенно перспективны гравитационные методы.

ВЫВОДЫ

Сопоставление данных глубинно-структурного районирования с различными тектоническими картами и картами современных движений, позволит обнаружить важные явления. Таким путем выявляется совпадение значительных изменений в глубинной структуре коры с районами новейшей тектонической активизации; устанавливается одновременность возникновения гор и их корней; констатируется существование крупных сильно опускающихся впадин, развитие которых сопровождается не уменьшением мощности коры, как это отмечалось раньше в ряде районов, а увеличением ее за счет нарастания осадочного покрова; формулируются объективные критерии для разделения тектонических движений на совпадающие по направлению с изостатическими и на антиизостатические [12, 193]. Такого рода исследования имеют большое значение для выяснения причин тектонических движений.

Кроме геофизического использования, карты глубинно-структурного районирования могут найти применение при составлении карт прогноза месторождений полезных ископаемых глубинного происхождения. Сейчас, настает время приступить к изучению соотношений между глубинно-структурным районированием земной коры и расположением провинций с различными специфичными комплексами полезных ископаемых.

ГЛАВА 28

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ О НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ

На долю новейших, т. е. неогеновых и четвертичных тектонических движений приходится лишь 5% начинающегося с кембрия времени, для которого возможно надежное исследование. Современные (голоценовые) движения ¹ занимают 0,001% того же времени. Несмотря на это, новейшие и современные движения наиболее важны при изучении причин тектонических движений и исследовании глубинных подкорковых процессов, так как их можно наиболее точно измерить и сопоставить с геофизическими явлениями, которые порождаются процессами и состоянием вещества на большой глубине внутри Земли.

Из сейсмических и гравиметрических исследований известно, что антиклинории, синклинории, антеклизы и синеклизы, а также более крупные структурные элементы земной коры морфологически выражены в верхней части коры и на ее подошве. В нижней части коры их кривизна часто бывает обратной той, которая видна геологу. Амплитуда поднятия или опускания подошвы коры обычно в несколько раз больше амплитуды около верхней поверхности коры. Зоны разрывов, ограничивающие такие структурные элементы и наблюдаемые геологами около дневной поверхности, как устанавливают сейсмологи, пересекают земную кору вплоть до подошвы, а местами уходят значительно глубже. Поэтому движения, которые по площади распространяются на целые антиклинории, синклинории, антеклизы, синеклизы и более крупные структурные элементы, захватывают земную кору на всю ее мощность; их относят к числу глубинных.

¹ Впоследствии автор принял иное понимание современных движений (см. гл. 29). — Прим. ред.

При деформации коры в целом неизбежно должны деформироваться прилегающие участки подкоровой оболочки. Кроме глубинных, есть тектонические движения, связанные с процессами, не выходящими за пределы коры или отдельных небольших частей ее разреза, например, осадочной оболочки. Такие движения создают различные складки, в том числе соляные купола, и внутрикоровые разрывы. Последние движения нами не обсуждаются.

Большое значение для геологии и геофизики имеет изучение вертикальной составляющей скорости глубинных тектонических движений, соотношений между вертикальной и горизонтальной составляющими этой скорости, а также градиента скорости движений.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СКОРОСТИ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Средняя величина вертикальной составляющей скорости современных и новейших движений надежно устанавливается и изображается изолиниями на картах, примеры которых можно найти в ряде работ [204, 206, 363, 454, 459, 576]. Достижением советских геологов явилась карта, количественно изображающая в изолиниях новейшие движения на всей территории СССР [500].

Весьма перспективно сопоставление таких карт с данными о мощности земной коры, полученными при глубинном сейсмическом зондировании, и с истинными значениями изостатической аномалии силы тяжести.

Первым фундаментальным фактом, используемым в данной работе, на который Е. Н. Люстих [422], Е. А. Мудрецова, Р. М. Деменицкая [282—287] и другие исследователи неоднократно обращали внимание, является общая изостатическая уравновешенность земной коры. На рис. 102 нанесены достоверно установленные соотношения между высотой рельефа h и мощностью земной коры m . Черные кружки соответствуют районам СССР, где мощность земной коры надежно определена не только по гравиметрическим, но и по сейсмическим данным. Все кружки сгруппировались на графике в пределах одной наклонной полосы. Средняя линия этой полосы выражается уравнением

$$h = Km - 6. \quad (1)$$

где K изменяется 0,15 до 0,20. Это уравнение совпадает с теоретическими соотношениями между высотой рельефа и мощностью коры в случае изостатически равновесного положения земной коры, которое определяется средней плотностью ее материала (от 2,7 до 2,8) и средней плотностью вещества подкоровой оболочки (от 3,3 до 3,4). Таким образом, рис. 102 иллюстрирует общую изостатическую уравновешенность коры.

Вторым фундаментальным фактом должно быть признано существование ряда районов, в которых кора заведомо находится не в равновесном положении. Благодаря высокой точности определений мощности коры, достигнутой в Советском Союзе Г. А. Гамбурцевым, А. С. Вейцман [168], И. П. Косминской [345], Ю. Н. Годиным [217] и др. можно утверждать, что разброс точек на рис. 102 определяется не ошибками при оценке мощности коры, а действительными отклонениями коры от ее равновесного положения. Точки, расположенные левее и выше средней линии, относятся к районам со слишком высоким положением коры и с вызванной этим положительной изостатической аномалией силы тяжести. Для изостатического уравновешивания кора в таких районах должна опускаться (утопать). Точки, лежащие правее и ниже средней линии, изображают районы со слишком низким расположением коры и отрицательной изостатической аномалией силы тяжести. Кора должна здесь подниматься (всплывать), чтобы прийти в равновесное положение.

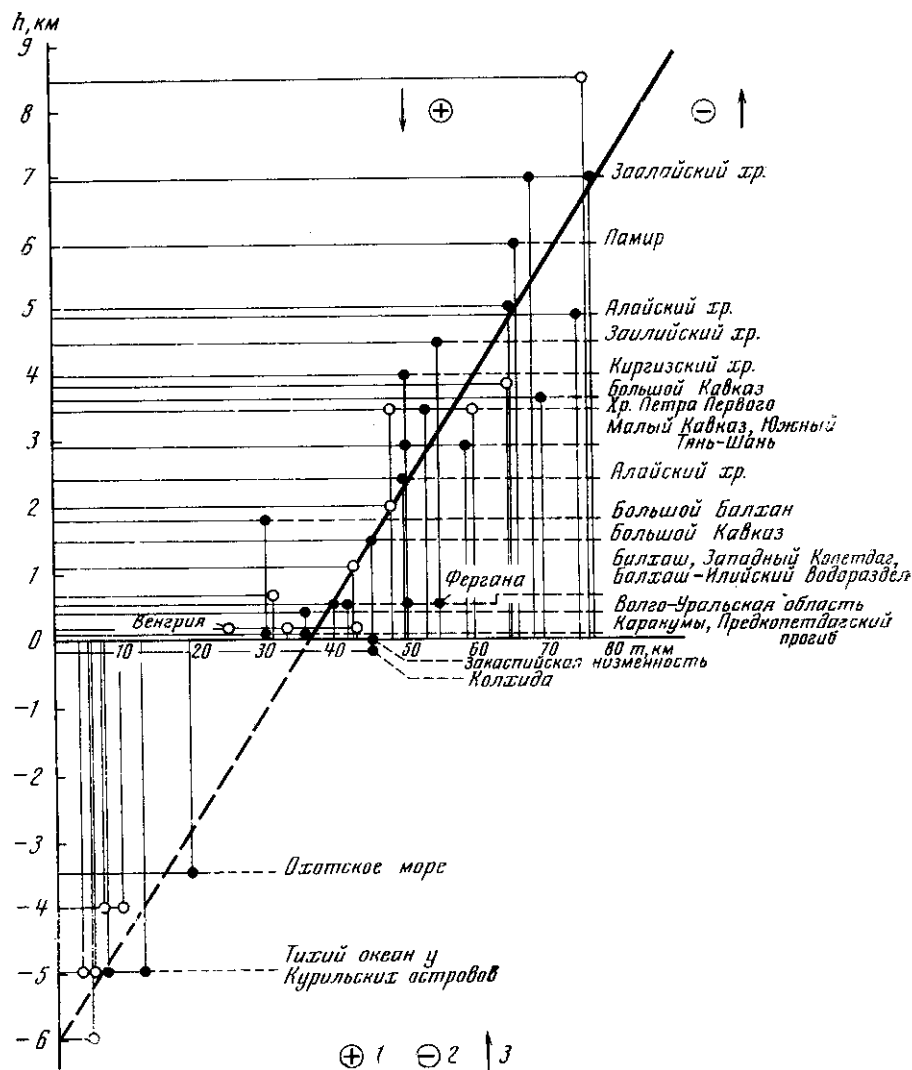


Рис. 102. График соотношений между высотой современного рельефа h и достоверно установленной общей мощностью земной коры m (по материалам Г. А. Гамбурцева, Л. С. Вейцман, И. П. Косминской, Ю. Н. Година и др.)

Черные кружки соответствуют территории СССР, белые — территории зарубежных стран. 1 — часть графика, соответствующая районам с положительными изостатическими аномалиями силы тяжести; 2 — часть графика, соответствующая районам с отрицательными изостатическими аномалиями силы тяжести; 3 — направление вертикальных движений земной коры, приближающих ее к изостатически равновесному положению

Третьим фундаментальным фактом предлагается признать существование районов с различной направленностью движений по отношению к изостатическому уравниванию.

В одних районах земная кора длительное время движется в сторону равновесного положения. Такова, например, Большая Венгерская впадина в неогене и четвертичном периоде (исключая голоцен); здесь верхняя поверхность коры (рельеф) находится на высоте +100 или +200 м, а мощность коры составляет 25 км. Кора должна была опускаться, чтобы прийти к равновесному положению, при котором верхней поверхности коры следует находиться на 1000—2000 м ниже уровня моря. Как

известно, на протяжении новейшего времени кора здесь действительно сильно опустилась. Мощность мелководных озерных неогеновых и четвертичных отложений во многих местах достигает 2000 м, а в некоторых участках 3500 м.

Другой пример — равнинный район между оз. Балхаш и р. Или, который лежит на продолжении к западу хребта Джунгарский Алатау. В нем мощность коры достигает 50 км, несмотря на то, что верхняя поверхность коры лежит на уровне +500 м от уровня моря. Кора расположена здесь слишком низко, и для изостатического уравнивания должно происходить ее поднятие. Геоморфологический анализ приводит к выводу, что в этом районе современные движения заключаются в поднятии.

В других районах земная кора, несомненно, все больше удаляется от равновесного положения. Примером является хр. Большой Балхан (длительно поднимавшийся в новейшее время), где мощность земной коры 30 км, следовательно, при равновесном расположении ее верхняя поверхность должна быть несколько ниже уровня моря (вплоть до глубины 500 м). Несмотря на это земная кора длительно поднималась в течение неогена и четвертичного периода, и теперь ее верхняя поверхность доходит до 1800 м над уровнем моря.

В Колхиде и Прикаспийской низменности, где мощность коры 45 км и поэтому рельеф должен достигать высоты 1500 м, на протяжении всего новейшего времени верхняя поверхность коры находилась около уровня моря или ниже него. Вместо поднятия в течение неогена и четвертичного периода кора непрерывно опускалась и удалялась от равновесного положения.

Такие же движения происходили в Ферганской впадине, которая непрерывно опускалась в течение неогена и четвертичного периода и имеет сейчас мощность коры 50—55 км и рельеф на высоте около 500 м над уровнем моря. При такой мощности кора должна была подниматься до тех пор, пока рельеф не достигнет высоты 2000—3000 м над уровнем моря. В настоящее время Ферганская впадина, по-видимому, начала подниматься.

Констатируя существование движений земной коры, направленных как в сторону изостатического уравнивания, так и удаляющих кору от равновесного положения, автор предлагает разделить поверхность Земли на области с увеличивающимся отклонением коры от равновесного положения и области, в которых кора движется в сторону равновесного положения. В первых областях опускание сопровождается отрицательными изостатическими аномалиями силы тяжести, а поднятие — положительными аномалиями. Во вторых областях опускание сочетается с положительными аномалиями, а поднятие — с отрицательными. В пределах каждой из двух областей важно отделить районы поднятия от районов опускания коры. В итоге выделяются четыре типа глубинных движений (табл. 20).

Таблица 20

Типы глубинных вертикальных тектонических движений земной коры

Тип	Направление	Знак изостатической аномалии силы тяжести	Причина
Ia	Поднятие (+)	+	Процессы в недрах подкоровой оболочки
Iб	Опускание (-)	-	
IIa	Поднятие (+)	-	Изостатическое уравнивание коры
IIб	Опускание (-)	+	

Предлагаемое районирование будет основано на объективных признаках и отразит различия в глубинных причинах тектонических движений.

Процессы, зарождающиеся значительно глубже коры и активно развивающиеся в недрах подкоровой оболочки, нужно считать причиной первых двух типов движений, указанных в табл. 20, при которых земная кора целиком смещается, удаляясь от своего равновесного положения. Существование таких процессов не вызывает сомнения. Однако конкретное содержание их гипотетично и является предметом дискуссии. Ниже указывается, как можно использовать данные о новейших и современных движениях с целью выбора наиболее перспективной гипотезы.

При изостатическом уравнивании, отраженном вторыми двумя типами движений, всплывающая или утопающая кора вызывает некоторое перераспределение материала в прилегающей верхней части подкоровой оболочки. Под корой должны происходить вертикальные и горизонтальные перемещения масс на расстояния, значительно меньшие половины ширины всплывающих или утопающих участков коры. Совокупность вертикальных движений коры и перемещений в подкоровом веществе составляет единый сложный процесс, глубина распространения которого вряд ли больше удвоенной мощности коры. Следовательно, этот процесс, несомненно, существует и распространяется на несколько десятков километров (не более 150 км) в глубь Земли. Он может протекать независимо от того, что происходит в более глубоких частях подкоровой оболочки.

Наиболее глубинные процессы, вызывающие движения первых двух типов, действуют на земную кору одновременно с постоянно существующими гравитационными силами (приводящими к изостатическому уравниванию в результате движений вторых двух типов).

Кора испытывает действие двух противоположно направленных сил. Поэтому при временных ослаблениях наиболее глубинного процесса изостатическое уравнивание может замедлять движения или вызывать движение в обратном направлении.

Так появляется возможность объяснить сложную прерывистость и знакопеременность тектонических движений многих районов ². В случае одного изостатического уравнивания коры движения должны быть более равномерными.

В зависимости от глубинности процессов с перемещениями коры могут совмещаться различные физические и физико-химические явления. Они обусловлены теми же преобразованиями вещества в недрах подкоровой оболочки, которые порождают движения. Можно ожидать существенные изменения теплового потока через земную кору; появление гранитизирующих глубинных эманаций, состоящих из кремнезема, щелочных металлов и радиоактивных соединений; плавление вещества и образование магмы и т. д. Поэтому основанное на объективных признаках отделение первых двух типов движений от вторых и их дальнейшая классификация помогут вскрыть ряд важных геологических закономерностей, имеющих практическое значение.

Можно предполагать, что глубинные движения первого типа иногда появляются одновременно с направленными в ту же сторону движениями, которые вызываются изостатическим уравниванием. Примером такого сложного движения, возможно, является послеледниковое поднятие (всплывание) Балтийского щита, освобождавшегося от льда [439]. Выявление объективных признаков движений такого рода — задача дальнейших исследований.

При измерении и интерпретации вертикальной составляющей новейших и современных движений необходимо определять и учитывать точ-

² Возможные причины знакопеременности вертикальных тектонических движений рассматриваются также в работах [12, 897, 914 и др.]. — *Прим. ред.*

ность используемых и получаемых величин. При геодезическом методе измерения скорости современных движений это делается регулярно [298, 459]. При изучении новейших движений были сделаны лишь первые попытки таких оценок [191].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СООТНОШЕНИЙ МЕЖДУ ВЕРТИКАЛЬНОЙ И ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩИМИ СКОРОСТИ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Полный вектор скорости тектонических движений может быть наклонным и иметь не только вертикальную, но и горизонтальную составляющие. У глубинных движений, охватывающих всю мощность земной коры, дискуссионны соотношения между этими составляющими. Для решения споров необходимы результаты одновременных измерений обеих составляющих.

Эти результаты могут оказать влияние при выборе наиболее перспективной гипотезы о конкретном содержании глубинных процессов, вызывающих удаление земной коры от ее изостатически равновесного положения. Представления о глубинных подкорковых процессах сейчас настолько слабо обоснованы, что к ним надо относиться как к догадкам, которые питаются в такой же мере субъективной интуицией, в какой и объективными фактами. Вряд ли можно найти двух исследователей, одинаково представляющих подкорковые процессы.

В настоящее время наибольшее внимание геологов и геофизиков привлекают два направления мысли, стремящихся связать движения и деформации земной коры с процессами в подкорковой оболочке.

Первая схема деформации земной коры

Эта схема (рис. 103, А) обобщает идеи Р. Беммелема [736], В. В. Белоусова [50, 56], О. Ю. Шмидта [707], В. А. Магницкого [428-431], Е. Н. Люстиха [422], С. И. Субботина [636] и ряда других исследователей, в том числе автора [192]. Она включает в себя представление о дифференциации вещества подкорковой оболочки в зависимости от его плотности. В эту схему укладываются предположения о возможности химических реакций в подкорковом веществе, которые приводят к выделению свободного кремнезема и других глубинных эманаций, способных перемещаться вверх и создавать местные утолщения земной коры. Вместе с тем допускаются фазовые превращения в твердом веществе подкорковой оболочки, приводящие в одних случаях к его разуплотнению с увеличением объема, в других — к увеличению плотности и сокращению объема. Последние превращения предполагаются на разной глубине, в частности вблизи от подошвы земной коры. Этим объясняется уменьшение мощности коры в районах ее интенсивного погружения.

Таким образом, первая схема допускает две разновидности движений земной коры, вызванных подкорковыми процессами.

Одновременно с движениями одной разновидности происходят изменения мощности коры вследствие добавления к ней из недр Земли новых порций силикатического материала с малой плотностью (2,7—2,8) или в результате превращения части глубоких слоев коры в вещество с большей плотностью (3,3—3,4), соответствующей подкорковой оболочке. Такие изменения мощности должны вызывать одновременное (или несколько запаздывающее по отношению к ним) перемещение коры в сторону изостатически равновесного положения. При этом поднятия возникают в местах утолщения коры, а опускания — в местах ее утонения. Эти поднятия можно относить к типу Iа, опускания — к типу Iб (см. табл. 20 и рис. 103, А). Примерами таких движений служат новейшее опускание Большой Венгерской впадины и воздымание Алайского хребта в неогене

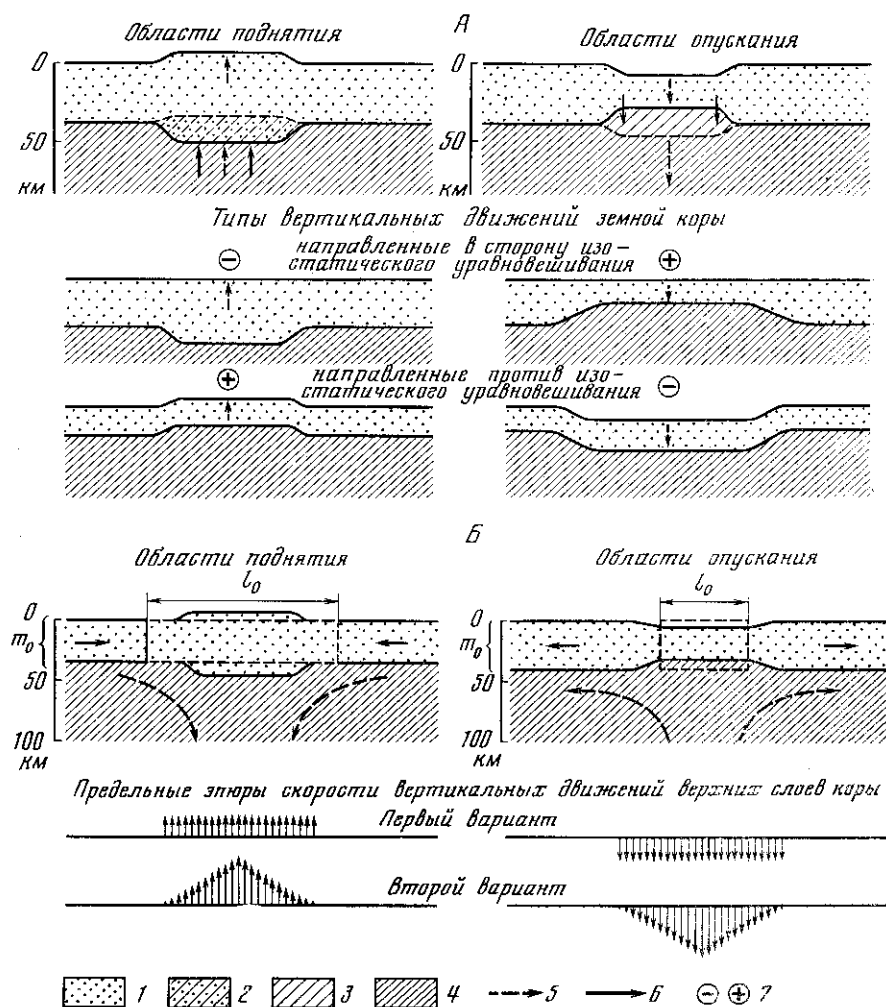


Рис. 103. Первая (А) и вторая (Б) схемы деформаций земной коры (пояснения в тексте)

1 — кора; 2 — новая часть коры; 3 — уничтоженная или преобразованная в мантию часть коры; 4 — мантия; 5 — направление перемещения вещества; 6 — силы, деформирующие кору; 7 — знаки изостатической аномалии силы тяжести

и четвертичном периоде. Экзогенные процессы затрудняют установление изостатического равновесия и поэтому увеличивают амплитуду изостатического перемещения подошвы коры.

Одновременно с движениями другой разновидности не происходит таких изменений мощности коры. Глубокие части коры не преобразуются, и поверхность Мохоровичича проходит по одному и тому же материальному слою, который деформируется и перемещается совместно с движениями верхней части подкоревой оболочки. В местах опускания коры накапливаются новые осадочные толщи и мощность коры сверху наращивается благодаря экзогенным процессам. Так, например, изменялась мощность коры в Ферганской впадине в течение новейшего времени. В местах поднятия коры в хребте Большой Балхан происходит денудация гор. В обоих случаях экзогенные процессы приближают верхнюю поверхность коры к уровню моря.

Такие глубинные тектонические движения удаляют кору от ее изостатически равновесного положения и поэтому должны относиться к типам

Ia и Ib (см. табл. 20 и рис. 103, А). При таких движениях экзогенные процессы осадконакопления и денудации изменяют мощность коры, приближая ее к той, которая должна быть у изостатически уравновешенной коры, смещенной в новое положение. Они в какой-то мере заменяют и поэтому уменьшают изостатические перемещения.

После прекращения движения подкоровой оболочки изостатически уравновешенными остаются только те участки, где мощность коры оказалась близкой к 35 км (при высоте рельефа около нуля от уровня моря).

Во многих случаях такие соотношения могут быть не достигнуты и тогда кора должна смещаться в сторону изостатически равновесного положения под действием одной силы тяжести и вызывать в верхней части подкоровой оболочки компенсирующее перемещение вещества. Такие глубинные движения коры, если они будут объективно установлены, снова придется отнести к типам IIa и IIб (см. табл. 20 и рис. 103, А). Однако данные движения существенно отличаются от тех, которые были рассмотрены выше, так как они не сопровождаются преобразованиями нижних частей коры. Следовательно, из движений типов IIa и IIб пришлось бы выделить еще два типа — IIIa и IIIб.

Имеются основания допускать процессы, которые осложняют последовательность движений последней разновидности. Возможно, что сильно опущенные нижние части коры, вследствие изменений условий давления и температуры, испытывают фазовые превращения, становятся более плотными и переходят в состав подкоровой оболочки. В результате мощность коры уменьшается и изостатического всплывания не происходит.

Нельзя исключать возможность противоположного процесса — разуплотнения верхних частей подкоровой оболочки в местах, где подошва коры поднята достаточно высоко. Если такие процессы происходят, они могут исключать необходимость изостатического утопания участков коры, испытавших перед этим подъем выше изостатического равновесного положения, а также не допускать всплывания участков, погруженных ниже положения равновесия.

Наконец, возможны некоторые движения коры в сторону нового изостатически равновесного положения, когда причиной движения являются экзогенные процессы. Правдоподобны предположения о частичном погружении коры под действием дополнительной нагрузки покровами льдов и о ее всплывании при стаивании этих покровов [439]. В табл. 21 приведены возможные разновидности глубинных тектонических движений коры и указано, насколько надежно установлен каждый из типов движений.

Движения типа I направлены против изостаии и нарушают ее (анти-изостатические); они являются наиболее глубинными. Вызывающие их физические и химические превращения вещества происходят намного глубже земной коры. По мнению В. А. Магницкого [431], эти превращения скорее всего развиваются в слое Голицына на глубине от 400 до 700 км.

Движения типа II направлены в сторону изостатического равновесия коры, которое нарушено из-за превращений вещества вблизи от подошвы земной коры (метаизостатические). Они зарождаются непосредственно под земной корой.

Движения типа III (эпиизостатические) допускаются для времени, следующего после прекращения первых движений. Их вызывают силы существующие на глубинах залегания земной коры.

Движения типа IV предположительно рассматриваются как следствие экзогенных геологических процессов (экзоизостатические); они наименее глубинны.

Обычно регистрируемые сложные глубинные движения земной коры, сочетающие колебания различных периодов, вероятно, происходят в результате суммирования движений разных генетических типов. Поэтому

Таблица 21

**Типы глубинных вертикальных тектонических движений,
соответствующие первой схеме деформаций земной коры**

	Тип		Направление	Знак изостатической аномалии силы тяжести	Причина	Достоверность существования
Ia	Направлены против изостатического уравнивания (антиизостатические)		Поднятие (+)	+	Механические перемещения кровли подкоровой оболочки	Несомненно
Iб			Опускание (-)	-		
IIa	Направлены в сторону изостатического равновесия, нарушенного подкоровыми процессами	(метаизостатические)	Поднятие (+)	-	Реакция на изменения мощности коры за счет ее глубоких слоев	Вероятны
IIб			Опускание (-)	+		
IIIa	Направлены в сторону изостатического равновесия, нарушенного подкоровыми процессами (эндоизостатические)	(эпиизостатические)	Поднятие (+)	-	Реакция на антиизостатические смещения коры	Возможны
IIIб			Опускание (-)	+		
IVa	Направлены в сторону изостатического равновесия, нарушенного экзогенными процессами (экзоизостатические)		Поднятие (+)	-	Реакция на изменения мощности коры за счет ее верхних слоев	Возможны
IVб			Опускание (-)	+		

в каждом случае надо выяснять, какого типа движения преобладают и какие оказываются второстепенными в течение определенного времени.

Важно обратить внимание, что согласно первой схеме в глубинных движениях коры вертикальная составляющая преобладает над горизонтальной, и деформации земной коры в целом происходят под действием вертикальных активных сил.

Вторая схема деформации земной коры

Схема (рис. 103, Б) обобщает представления Ф. А. Венинг-Мейнеца [128], Х. Х. Хесса [683], П. Кюнена [829] и Э. Крауса [827]. В последние годы это направление стало поддерживаться П. Н. Кропоткиным [370]. В качестве основы процесса предполагается механическое перемещение масс в подкоровой оболочке в виде круговых конвекционных потоков.

Под местами, где происходит опускание коры, в подкоровой оболочке, вероятно, существуют восходящие потоки. Расходясь в стороны, потоки, по мнению сторонников данной гипотезы, растягивают земную кору так сильно, что она значительно уменьшается в мощности. Растяжение коры и уменьшение ее поперечного сечения считается причиной опускания ее верхней поверхности. После прекращения растяжения, или одновременно с ним, утоненная кора может испытывать также перемещение вниз, направленное в сторону изостатически равновесного положения.

Под местами, где происходит поднятие коры, предполагаются нисходящие потоки в подкоровой оболочке. Считается, что горизонтально направленные струи, подводящие вещество к нисходящим потокам, увле-

кают за собой земную кору и создают в ней продольное горизонтальное сжатие, которое максимально над нисходящим потоком. Поэтому именно здесь ожидается наибольшее утолщение коры; оно выражается в частичном засасывании (углублении) нижней части коры в подкоровую оболочку, а также в выпирании верхней части коры вверх, т. е. в поднятии дневной поверхности. Возможно также изостатическое всплывание коры с увеличившейся мощностью, частично затянутой вниз от равновесного положения. Такое всплывание может быть одновременным с увеличением мощности коры или может наступать после прекращения сжатия

Согласно второй схеме для глубинных движений коры многих районов характерно, что со значительной по величине вертикальной составляющей должна быть соизмерима горизонтальная составляющая. Это относится к участкам коры, находящимся над восходящими и нисходящими потоками в подкоровой оболочке. Одновременно в других районах (расположенных между предыдущими) горизонтальная составляющая должна значительно преобладать над вертикальной. Деформации, охватывающие земную кору в целом, считаются возникающими под действием горизонтальных активных сил.

Обозначим первоначальную ширину зоны земной коры, находящейся над восходящим или нисходящим потоком, l_0 , первоначальную мощность коры в этом месте m_0 . Будем считать деформацию коры плоской и объем вещества постоянным. Определим соотношения между горизонтальной и вертикальной составляющими скорости тектонических движений около верхней поверхности коры (см. рис. 103, Б). В результате деформации ширина зоны станет l_n и мощность m_n . Соответственно изменения ширины зоны Δl и мощности Δm равны:

$$\pm \Delta l = l_0 - l_n, \quad \pm \Delta m = m_0 - m_n. \quad (2)$$

Знаки одновременных изменений ширины зоны и мощности коры должны быть противоположными. Поскольку объем вещества постоянный, площадь поперечного сечения коры в деформированной зоне равна площади первоначального сечения. Если представлять деформацию коры равномерной по всему сечению зоны (первый вариант эпюры скорости движений на рис. 93), то надо считать, что

$$m_0 l_0 = (m_0 + \Delta m)(l_0 - \Delta l). \quad (3)$$

Отсюда после преобразований получаем

$$m_0 \Delta l = \Delta m (l_0 - \Delta l). \quad (4)$$

Разделив обе стороны равенства на продолжительность деформации t и обозначив

$$\frac{\Delta l}{t} = V_h, \quad \frac{\Delta m}{t} = V_m, \quad l_0 - \Delta l = l_n, \quad (5)$$

получаем формулу

$$V_h = \frac{l_n}{m_0} V_m, \quad (6)$$

где V_h — горизонтальная скорость сближения (удаления) точек, первоначально находившихся на противоположных сторонах деформируемой зоны на расстоянии l_0 одна от другой, в конце деформации расстояние между ними l_n ; V_m — вертикальная скорость удаления одной от другой точек, находящихся на верхней и нижней поверхностях коры.

Соотношения между вертикальной скоростью перемещения верхней поверхности земной коры относительно уровня моря V_v и скоростью изменения мощности V_m могут быть различными.

Укажем два предельных, теоретически мыслимых, но нереальных случая деформации коры над *в о с х о д я щ и м и* *п о т о к а м и* в мантии.

Первый случай: подошва коры неподвижна относительно уровня моря и поэтому $V_V = V_m$. В действительности, подошва коры скорее будет подниматься вверх, нежели оставаться горизонтальной (см. рис. 103, Б). То же должно происходить и вследствие изостатического уравнивания.

Второй случай: верхняя поверхность коры неподвижна относительно уровня моря. Следовательно, $V_V = 0$. Если допустить, что верхняя поверхность коры поднимается (что более реально), то это равносильно отказу от рассматриваемой второй схемы и переходу к первой схеме.

Укажем два аналогичных случая деформирования коры над *н и с х о д я щ и м и* *п о т о к а м и*.

Первый случай: кора, деформируясь, выдавливается только вверх и ее подошва неподвижна относительно уровня моря, следовательно, $V_V = V_m$. В действительности одновременно с поднятием верхней части коры происходит опускание ее подошвы.

Второй случай: верхняя поверхность остается горизонтальной, а кора частично втягивается в нисходящий поток, следовательно $V_V = 0$. По отношению к нисходящим потокам иногда допускают, что кора прогибается и целиком втягивается в нисходящий поток, почти не меняя мощности. Такая деформация ближе к первой, чем ко второй схеме. Отличием от первой схемы служит допущение продольных усилий, сжимающих кору в горизонтальном направлении. Эти усилия являются следствием конвекционных потоков, движущихся в горизонтальном направлении быстрее коры. При этом величина наибольшего опускания в оси прогиба $-\Delta h$ должна быть по крайней мере в 2 раза меньше, чем величина одновременного горизонтального сближения Δl двух точек, находящихся вне деформируемой зоны по разные стороны от нее:

$$-\Delta h < \frac{-\Delta l}{2}. \quad (7)$$

Разделив обе стороны неравенства на продолжительность деформации коры t , получим соотношение между максимальной величиной скорости вертикальных движений в оси прогиба V_V и скоростью V_h горизонтального сближения точек, находящихся по разным сторонам деформирующейся зоны:

$$V_h > 2V_V. \quad (8)$$

Обобщая сказанное, вместо формулы (6) можно написать

$$V_h = -k \frac{l_n}{m_0} V_V, \quad (9)$$

где k — коэффициент пропорциональности между V_m и V_V . Из приведенных случаев следует, что k имеет величину от 1 до $+\infty$. Конечная ширина деформируемых зон l_n обычно больше первоначальной мощности коры m_0 , нередко превосходит ее в несколько раз. Следовательно, величина V_h должна быть много больше вертикальной скорости V_V .

Соотношение (9) получено для первого варианта эпюры распределения скорости вертикальных движений V_V в деформируемой зоне (см. рис. 103, Б); скорость принята постоянной.

Второй вариант на рис. 103, Б имеет треугольную эпюру скорости. При этом варианте максимальная величина V_V должна быть в 2 раза больше, чем при первом варианте. Следовательно, ее соотношение со скоростью V_h определяется формулой

$$V_h = -\frac{k}{2} \frac{l_n}{m_0} V_V. \quad (10)$$

В действительности можно также допускать промежуточные эпюры скорости.

Итак, из всех формул следует, что скорость горизонтального сближения точек V_h должна быть не только одного порядка со скоростью вертикальных движений V_v , но чаще V_h заметно превышает V_v .

Таким образом, две схемы глубинных процессов, привлекающие к себе наибольшее внимание, приводят к двум различным оценкам соотношений между вертикальной и горизонтальной составляющими глубинных тектонических движений земной коры.

Согласно первой схеме скорость горизонтальных движений V_h , как правило, намного меньше скорости вертикальных движений V_v .

Из второй схемы вытекает соизмеримость этих скоростей и преимущественное превышение V_h над V_v .

Измерение и интерпретация горизонтальной составляющей тектонических движений требуют большого внимания исследователя. Прежде всего важно отделять глубинные движения от движений, проявляющихся только в верхней части коры, в которых горизонтальная составляющая нередко достигает значительной величины.

Измерение горизонтальной составляющей осложняется отсутствием общего для всей Земли репера, т. е. начала координат для отсчета горизонтальных смещений, такого, каким является уровень моря при измерении вертикальной составляющей. Если при измерении широтно направленной горизонтальной составляющей начало координат выбрать около западной границы изучаемого района, то векторы горизонтальных смещений могут получаться, например, направленными с запада на восток и нарастающими в этом направлении. Если же начало координат расположить у восточной границы района, то те же смещения будут направлены наоборот — с востока на запад и окажутся нарастающими в ту же сторону. Для получения однозначного результата требуется разработать систему выражения результатов наблюдений.

Важно четко отличать горизонтальную составляющую движения (перемещения) коры от величины деформации коры в горизонтальном направлении. В промежутках между предполагаемыми восходящими и нисходящими потоками, согласно второй схеме, деформация в горизонтальном направлении может быть равна нулю, а горизонтальное перемещение может достигать значительной величины.

Весьма серьезно следует подходить к выбору районов полевых исследований, так как в различных геологических условиях ожидаются разные соотношения между горизонтальной и вертикальной составляющими движений.

Большое внимание должно быть уделено анализу точности результатов измерения горизонтальной составляющей. Заметим, что измерения, выполненные даже с невысокой точностью, могут представлять значительную ценность. Если во многих районах ошибка наблюдений заведомо будет меньше величины вертикальной составляющей и при этом горизонтальная составляющая не будет выявлена (т. е. придется считать, что она меньше погрешности наблюдения), то такой результат будет свидетельствовать в пользу первой схемы. Если будет достоверно выясняться только знак горизонтальной составляющей, а величина ее будет сопоставляться с величиной вертикальной составляющей ненадежно, то можно будет проверять, какая из двух схем глубинных процессов предусматривает такое соотношение знаков движений и изменений мощности коры, которое оказалось зарегистрированным.

Таким образом, измерение и интерпретация соотношений между вертикальной и горизонтальной составляющими тектонических движений представляет собой сложное научное исследование. Оно требует

методических разработок и накопления фактических данных по многим районам, которые находятся в геологических условиях, благоприятных для решения геофизических и геологических вопросов, связанных с глубинными процессами.

В результате измерения горизонтальной составляющей скорости современных тектонических движений и последующего сопоставления ее с вертикальной составляющей можно будет выявить весьма существенные аргументы в пользу одной из двух схем глубинных процессов. Это явится важным геофизическим и геологическим результатом изучения современных и новейших тектонических движений.

Если в результате изучения соотношений между горизонтальной и вертикальной составляющими современной скорости тектонических движений будет установлено, что первая схема глубинных процессов больше соответствует действительности, то появится возможность по истории древних тектонических движений судить о перемещениях веществ в подкоревой оболочке на протяжении геологической истории.

Существуют простые формулы [191], связывающие скорость вертикальных тектонических движений V_V , объем терригенного материала, снесенного с области поднятия коры, v_T , площадь поднятия S , длительность поднятия t и величину среднего прироста мощности коры Q , численно равную объему материала, присоединяющегося к земной коре в среднем за единицу времени на единицу площади ее подошвы:

$$Q = N V_V; \quad (11)$$

$$Q = 2N \frac{v_T}{St}. \quad (12)$$

Безразмерный коэффициент пропорциональности N имеет величину от 5,0 до 6,6.

Величина Q может интерпретироваться различным образом, в зависимости от понимания физико-химической стороны процессов, происходящих в подкоревой оболочке при увеличении мощности коры. Это — или объем материала, полностью поступившего с глубины, или объем материала с ультраосновным (перидотитовым) первичным составом, который в результате добавления необходимого количества кремнезема приобрел основной (габбровый) состав, или объем первично основного (эклогитового) материала, изменившего плотность и превратившегося в габбровую породу с тем же основным химическим составом.

Каким бы ни стало в будущем понимание физико-химической сущности глубинных процессов изменения мощности коры, данные об истории тектонических движений на поверхности коры будут относиться к числу исходных фактических материалов.

Таким образом, совместное изучение и рассмотрение современных глубинных тектонических движений и геофизических явлений ведет нас не только к познанию глубинных процессов, но и к восстановлению длительной истории этих процессов на протяжении геологического прошлого нашей планеты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЕЛИЧИНЫ ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Если полный вектор скорости глубинных тектонических движений остается неизменным при переходе от одних участков земной коры к другим, то это означает, что кора в рассматриваемом пространстве не деформируется, а только перемещается как единое твердое тело. В природе такие движения могут допускаться лишь в качестве первого приближения для весьма небольших участков.

Если полный вектор скорости глубинных движений изменяет в пространстве только величину, сохраняя неизменным направление, то изменение скорости ΔV , приходящееся на единицу расстояния Δl , в простейших случаях равно средней скорости деформации D рассматриваемого участка коры.

В случае, когда направление, в котором измеряется расстояние Δl , совпадает с направлением самой скорости, отношение $\Delta V/\Delta l$ будет равно средней скорости деформации удлинения или укорочения участка коры в направлении Δl . Если же скорость движения меняется только вкrest движения и Δl измеряется в этом направлении, то кора находится в условиях деформации сдвига и величина $\Delta V/\Delta l$ равна средней скорости деформации сдвига.

Приращение скорости ΔV , относимое к какой-либо заданной точке A , получается вычитанием скорости V_A из скорости V_B , которая зарегистрирована в точке B . Расстояние между точками A и B обозначается l_{AB} .

Если в направлении Δl происходит быстрое изменение скорости, то предел отношения $\Delta V/\Delta l$ при Δl , стремящемся к нулю, оказывается величиной градиента скорости движения, являющегося вектором. Величина $\Delta V/\Delta l$ представляет среднее значение градиента для расстояния длиной l_{AB} . Кроме того, эта величина является средним значением градиента и для некоторого времени, так как скорости в точках A и B вычисляются путем деления их перемещений Δh_A и Δh_B в направлении, параллельном вектору скорости, на конечный промежуток времени t :

$$V_A = \frac{\Delta h_A}{t}; \quad V_B = \frac{\Delta h_B}{t}. \quad (13)$$

Следовательно,

$$\left| \frac{\Delta V}{\Delta l} \right| = \frac{|V_B - V_A|}{l_{AB}} = \frac{|\Delta h_B - \Delta h_A|}{tl_{AB}} = |\text{grad}V|_m. \quad (14)$$

Прямые скобки указывают на то, что вычисляется лишь модуль (абсолютная величина) градиента, а индекс m напоминает, что вычисляется среднее значение величины градиента. Размерность градиента скорости обратна времени.

Если полный вектор скорости движений изменяет в пространстве не только величину, но и направление, то при этом могут иметь место как деформация, так и перемещение рассматриваемого объема как твердого тела. Напомним, что с деформациями следует связывать лишь ими же обусловленное изменение скорости, исключая скорости движения коры как абсолютно твердого тела.

В настоящее время лишь в немногих районах известно направление полного вектора скорости тектонических движений, и, кроме того, регистрация изменения этого вектора может производиться нами только в горизонтальном направлении. Наиболее полные данные получаются сейчас для вертикальной составляющей скорости движения на дневной поверхности. Во многих районах эта составляющая считается главной, т. е. близкой по направлению к полному вектору. Дальнейшее изложение относится к таким районам, где это установлено или предполагается.

Если точки A и B расположены на дневной поверхности (l_{AB} — расстояние между ними Δh_A и Δh_B — их вертикальные перемещения за время t), то изменение вертикальной скорости дневной поверхности и модуль ее градиента вычисляются непосредственно с помощью формул (13) и (14). Величина градиента вертикальной составляющей скорости измеряется в горизонтальном направлении и связывается в дальнейшем со скоростью деформации сдвига в вертикальном направлении. Излагаемые ниже представления легко можно будет видоизменить и

использовать в районах со значительной величиной горизонтальной составляющей скорости движения после того, как она будет достаточно изучена.

Для вычисления величины градиента скорости вертикальных движений в горизонтальном направлении следует располагать картой с изображением этой скорости в форме изолиний. Наибольшее изменение скорости движения происходит вкрест простирания изолиний. В этом направлении измеряется расстояние l_{AB} между изолиниями. Разность отметок изолиний $V_B - V_A$ делится на расстояние l_{AB} , выраженное в тех же единицах длины, которые использованы для характеристики скорости.

Карты средней величины градиента скорости вертикальных движений, строящиеся на основе карт скоростей движений, являются вполне объективными документами, надежными в такой же мере, в какой надежны карты скорости движений. Для новейших движений значения градиента могут быть даже точнее данных о скорости. Дело в том, что на вычисленную величину скоростей могут влиять почти не изученные эвстатические колебания уровня моря, а на величину градиента они не влияют.

Карты градиента вертикальной составляющей скорости движений составляются независимо от каких бы то ни было гипотез о глубинных процессах. Первые такие карты были составлены для Тянь-Шаня и Северного Памира М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым и Г. И. Рейснером [207].

На рис. 104 приведена карта, на которой территория СССР разделена на четыре типа областей, различающихся по верхнему пределу средней величины градиента скорости новейших движений. Она построена на основе карты новейшей тектоники СССР, в масштабе 1 : 5 000 000, составленной большим коллективом геологов под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца [499]. На карте неотектоники СССР проведены изолинии современной высоты залегания h подошвы неогеновых слоев или поверхности равнинного рельефа суши, существовавшей в начале неогена. Нижние слои неогена и раннеогеновая суша первоначально располагались вблизи уровня моря. Уровень моря начала неогена, вероятно, незначительно отличался от современного на величину x . Поэтому перемещения точек A и B за неоген и четвертичный период составляют $(h_A + x)$ и $(h_B + x)$. Продолжительность неогена с четвертичным периодом 30 млн. лет. Следовательно, скорости в точках A и B равны соответственно:

$$V_A = \frac{h_A + x}{30 \cdot 10^6}; \quad V_B = \frac{h_B + x}{30 \cdot 10^6}. \quad (15)$$

Средняя для 30 млн. лет величина градиента скорости (согласно формуле 14):

$$|\text{grad}V|_{3 \cdot 10^7} = \frac{V_B - V_A}{l_{AB}} = \frac{h_B - h_A}{l_{AB} \cdot 3 \cdot 10^7}. \quad (16)$$

Величины h_A и h_B непосредственно изображены на карте неотектоники СССР, разность $(h_B - h_A)$ — высота сечения между соседними изолиниями; l_{AB} — кратчайшее расстояние между соседними изолиниями.

Таким образом, по карте неотектоники СССР легко определить среднюю величину градиента скорости для любого района. В итоге выяснилось, что на территории СССР можно выделить области, различающиеся по наибольшей величине среднего градиента скорости.

В пределах равнин и плоскогорий платформ градиент не превосходит величины $3/10^{10}$ обратных лет, которую удобнее записать $3 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$.

В горах средней высоты на Урале, в горах Бырранга и в других районах, указанных на рис. 104, градиент доходит до величины, в 3 раза большей, т. е. до $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. В более высоких горах советской части Восточных Карпат, на Алтае, в Саянах, и на востоке СССР градиент бывает еще в 3 раза выше и достигает $3 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. В наиболее высокогорных районах Кавказа, в Тянь-Шане, на Памире и на Камчатке градиент еще в 3 раза больше и доходит до $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹.

Так выяснилось, что области, качественно разделенные в последовательный ряд на карте неотектоники СССР, различаются количественно изменением наибольшего градиента скорости на половину десятичного порядка (т. е. в 3 раза) при переходе к каждой следующей области.

Геофизическая интерпретация карт средней величины градиента скорости вертикальных движений пока гипотетична и зависит от того, какую схему глубинных процессов мы кладем в основу. После выяснения характера глубинных процессов интерпретация карт градиента скорости станет вполне определенной и будет считаться констатацией факта. Поэтому карты градиента скорости следует составлять сейчас независимо от отношения исследователя к той или иной схеме глубинных процессов.

Имея в виду ряд геологических и геофизических данных, автор считает, что первая схема глубинных процессов (рис. 103, А) правдоподобнее второй (рис. 103, Б).

Среди этих данных большое значение имеют несомненные факты распределения очагов землетрясений, которые указывают на положение в недрах Земли наиболее крупных из зон разрывов. По данным Б. Гутенберга и Ч. Рихтера, В. Ф. Бончковского, Ч. Тсубои, С. Д. Коган, Н. В. Кондорской, Л. М. Балакиной и многих других сейсмологов известно, что зоны разрывов, отделяющие материковые части коры от океанических, круто наклонены к горизонту и, пересекая земную кору, уходят с крутым падением в глубь подкоровой оболочки на 700 км.

Работами Г. А. Гамбурцева с сотрудниками [168], Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесова с сотрудниками в Тянь-Шане и Н. А. Введенской [121] в Средней Азии установлено, что и внутри материка крупные зоны разрывов, ограничивающие структурно-фациальные зоны на поверхности коры, пересекают кору, имея весьма крутое падение, и заходят в подкоровую оболочку на расстояние до 300 км.

Таким образом, сейсмические данные, получаемые непосредственно для недр коры и подкоровой оболочки, подтверждают широкое распространение в недрах крутых нарушений, предполагаемых первой схемой (см. рис. 103, А), и не подтверждают существование пологих нарушений, вытекающих из второй схемы (рис. 103, Б).

Из первой схемы следует, что главным типом деформации земной коры является поперечный изгиб. На моделях было выяснено, что при такой деформации наибольшие по величине касательные напряжения действуют на глубине внутри крыльев поднятий и опусканий земной коры. Предполагая, что развитие в коре необратимых деформаций подчиняется простейшему закону вязкого течения, соответствующему третьему члену уравнения (9) гл. 4, получим, что величина максимальных касательных напряжений τ_{\max} пропорциональна скорости деформации коры D :

$$\tau_{\max} = \eta_{III} D, \quad (17)$$

где η_{III} — коэффициент вязкости; $D = dy_{\max} / dt$ — скорость деформации сдвига ($y_{\max} = y_2 = \varepsilon_1 - \varepsilon_3$ — наибольший из главных сдвигов, см. гл. 3).

При выбранной первой схеме глубинных процессов можно ориентировочно оценить среднюю скорость деформации D в окрестностях точки внутри коры по фиксируемой на поверхности, измеряемой

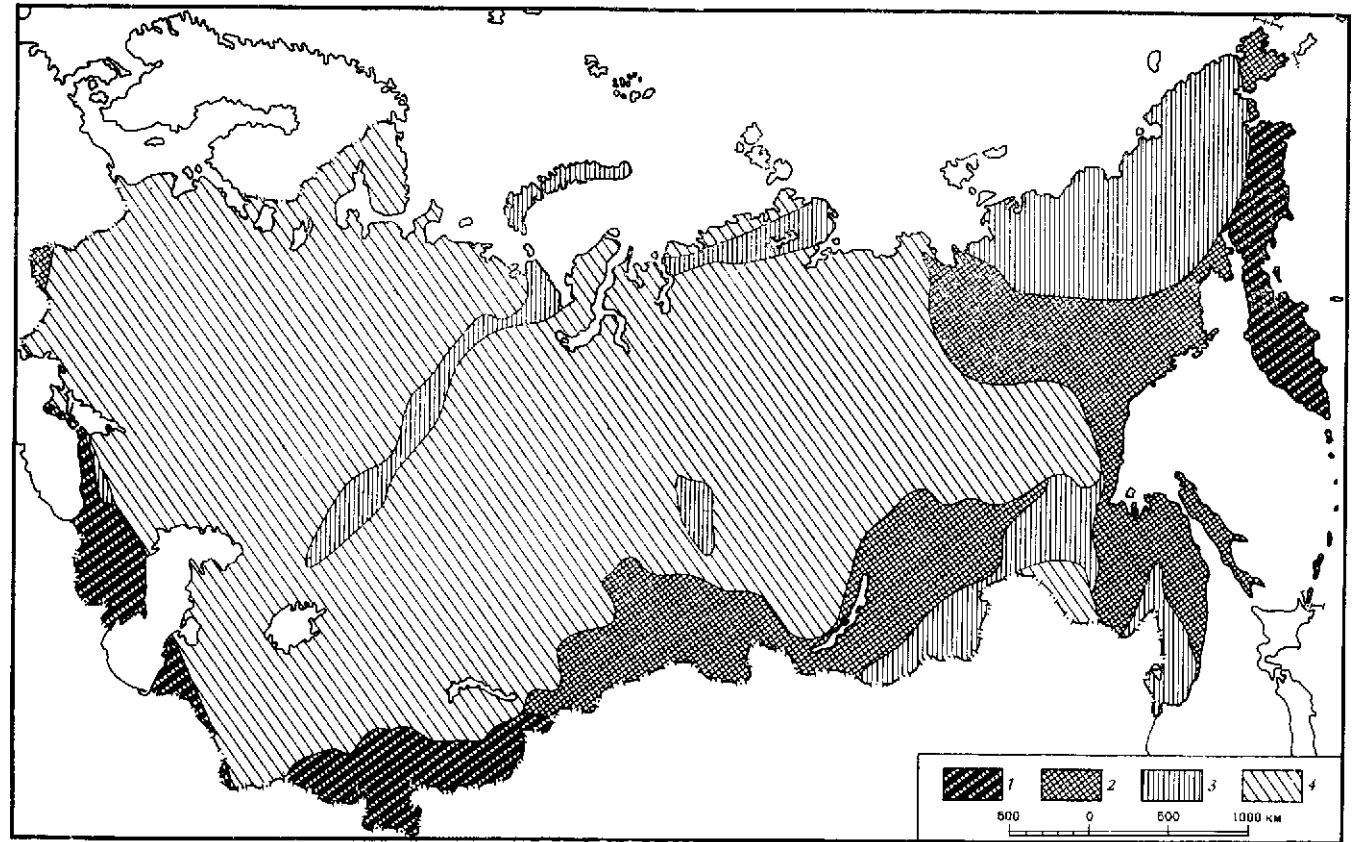


Рис. 104. Карта верхнего предела градиента скорости новейших вертикальных тектонических движений на территории СССР (по М. В. Гзовскому)

Средняя для 30 млн. лет величина $|\text{grad } V|_m$ не превышает: 1 – 10^{-8} год^{-1} ; 2 – $3 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$; 3 – $1 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$; 4 – $3 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$

в горизонтальном направлении величине градиента скорости вертикальных движений $|gradV|_m$:

$$D \approx \Phi |gradV|_m. \quad (18)$$

Коэффициент пропорциональности Φ является функцией координат точки, зависящей от типа механизма деформирования коры и ее свойств. Численные значения Φ для различных точек в коре могут быть определены на моделях или путем теоретических вычислений, если задаться конкретным механизмом деформирования коры. Исследования на моделях поднятий поперечного изгиба показали, что в этом случае величина Φ меняется от 1 до 10 и часто близка к 3—6.

Из сопоставления (17) и (18) следует, что величина максимальных касательных напряжений τ_{max} может быть приближенно оценена по формуле³

$$\tau_{max} \approx \Phi \eta_{III} |gradV|_m, \quad (19)$$

если известны величина градиента скорости движений $|gradV|_m$, вязкость горных пород η_{III} и коэффициент Φ . Кроме того, первая схема глубинных процессов позволяет приближенно оценить всестороннее давление в недрах коры и в верхней мантии [192, 193]. По-видимому, оно отличается от гидростатического, соответствующего рассматриваемой глубине, на величину $\Delta\sigma_m$, пропорциональную градиенту скорости глубинных тектонических движений, вязкости коры и верхней мантии и коэффициенту Φ ,

$$\Delta\sigma_m \approx \frac{2}{3} \Phi \eta_{III} |gradV|_m. \quad (20)$$

Возможность приближенно оценивать всестороннее давление и величину касательных напряжений сперва в недрах земной коры, а затем и в верхней мантии, представляет большой интерес для прогноза землетрясений и выявления причин возникновения магм различного химического состава и др. [183, 187 — 192].

Задача вычисления приближенных характеристик напряженного состояния недр по данным о глубинных тектонических движениях, поставленная автором, весьма сложна, зависит от решения нескольких других проблем и требует целеустремленного изучения новейших и современных тектонических движений.

Для того, чтобы пояснить общую принципиальную схему таких исследований и выделить узловые нерешенные вопросы, ниже делается первая попытка приближенно оценить величину касательных напряжений в недрах земной коры по данным о градиенте скорости новейших движений, приведенным на рис. 104.

³ Вопрос об определении напряжений в толще земной коры, по данным о ее свойствах, механизме деформирования и результатам измерений скоростей движения дневной поверхности, весьма важен для тектонофизики. Формула (19), предложенная М. В. Гзовским, явилась определенным шагом в решении этого вопроса. Когда вертикальные смещения в условиях плоской деформации в основном определяются сдвигами, напряженное состояние можно считать близким к чистому сдвигу. В этом случае $\Phi \approx 1$ и формула (19) может быть использована для приближенной оценки напряжений τ_{max} на глубине. Так, например, ее очевидно, можно использовать для оценки напряжений в крыльях антиклинали, образовавшейся вследствие поднятия блока фундамента (в зонах над границами поднимающегося блока). Если же вертикальные смещения дневной поверхности в основном определяются удлинениями, как, например, на своде антиклинали продольного пли поперечного изгиба, то использование этой формулы не представляется обоснованным. Углы сдвига, отвечающие главным касательным напряжениям, в этом случае отнюдь не равны градиенту вертикальных перемещений. Компенсировать это поправкой за счет некоторого множителя, коэффициента Φ , вряд ли возможно. В таком случае следует, видимо, искать функциональную зависимость между величинами τ_{max} и $|gradV|_m$, соответствующую конкретному механизму деформирования коры.— *Прим. ред.*

Первая группа вопросов возникает при рассмотрении данных о средней величине градиента скорости. Согласно рис. 104 она доходит до $3 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ на платформах и до $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ в сильно подвижных высокогорных областях. Эти данные получены как средние для 30 млн. лет. Если же обратиться к картам современных движений, то, как следует из статьи Ю. А. Мещерякова [455], на платформах градиент скорости достигает 10^{-8} год⁻¹ и более, а в геосинклиналях — 10^{-7} год⁻¹ и более. Такое расхождение вызвано тем, что характеристики современных движений получены как средние для десятков лет. При наклонном геофизическом наблюдениях [81, 525] градиенты скорости

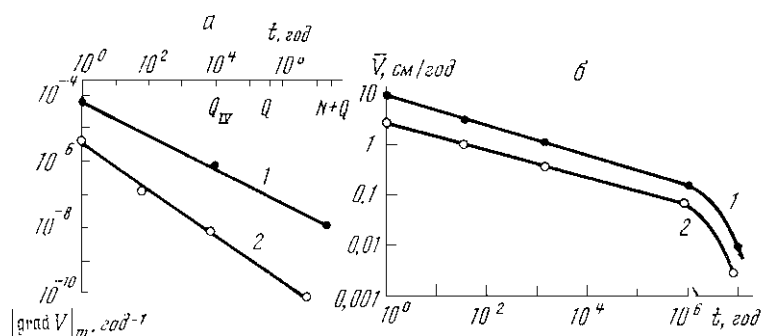


Рис. 105. Графики зависимости средней величины градиента скорости $|grad V|_m$ вертикальных тектонических движений (а) и средней скорости \bar{V} вертикальных тектонических движений (б) от продолжительности времени осреднения t

1 — высокоподвижные области; 2 — платформенные области

определяются как средние величины для единиц лет и месяцев, в результате чего градиенты на платформах доходят до 10^{-6} год⁻¹, а в горных областях приближаются к 10^{-4} год⁻¹.

Так, выясняется, что средняя величина градиента скорости движений сильно зависит от продолжительности времени осреднения. На рис. 105, а приведен первый схематический график, отражающий эту зависимость. Качественное объяснение зависимости очень простое. Давно известно, что скорость тектонических движений весьма неравномерна по времени. При общей постоянной направленности длительные движения нередко не только замедляются или ускоряются, но даже на некоторое время изменяют знак на обратный. Поэтому чем короче рассматриваемый промежуток времени, тем большие средние скорости для него могут быть отмечены. Такая зависимость средней скорости тектонических движений от времени осреднения в первом приближении охарактеризована рис. 105, б.

Графики на рис. 105 требуют проверки и уточнения, но в принципе они являются эскизами тех графиков, по которым можно будет, располагая средними значениями скорости и градиента скорости для одного времени осреднения, переходить к наиболее вероятным скорости и градиенту скорости для другого времени осреднения. Например, по новейшим движениям можно будет предвидеть современные, или, наоборот, пересчитывать современные на новейшие. Поскольку, по данным Ю. А. Мещерякова, современные движения по знаку совпадают с новейшими на 60—80% площади, результаты таких пересчетов будут достаточно точными более чем в 50% случаев. Эти пересчеты, несомненно, окажутся полезными при многих предварительных инженерно-геологических, гидрогеологических, строительных и геофизических оценках.

В рассматриваемом случае (рис. 105, а) предварительной оценки напряженно-го состояния недр земной коры можно установить, что на протяжении отдельных лет средняя величина градиента скорости бывает на четыре порядка выше той, которая указана на рис. 104 как средняя для 30 млн. лет.

Наряду с разработкой методов пересчета величин градиента для различного времени осреднения требуется составлять, а затем сопоставлять карты градиента для различного времени осреднения. Такие карты нужно строить: для всего неоген-четвертичного времени (30 млн. лет); для одного четвертичного периода (0,6 млн. лет) и различных его эпох, включая голоценовую (10 тыс. лет); для столетий; десятилетий и отдельных годов. Чем короче время осреднения, тем точнее величина градиента и вытекающая из нее характеристика напряжений. Однако такие данные можно распространять на будущее время, лишь соизмеримое с временем осреднения. Поэтому для долгосрочных прогнозов весьма важны результаты, полученные при большом времени осреднения.

Сравнение величин градиента, полученных в одном районе при различном времени осреднения, позволяет выявить, насколько постоянен режим тектонических движений во времени. Так, например, для северного склона Киргизского хребта средняя величина градиента скорости оказывается независимой от времени осреднения [207]. Это указывает на равномерность движений и отсутствие временных изменений их знака. Такие же соотношения можно установить и на северном склоне Большого Кавказа в бассейне р. Кубани, используя материалы по высотам террас, опубликованные И. Н. Сафроновым [608].

Совершенно иными оказываются соотношения между градиентами, вычисленными для всего неогена и четвертичного периода, и градиентами для части четвертичного периода в Гармском районе на границе Тянь-Шаня и Памира. Здесь в четвертичном периоде знак градиента изменился, а величина его сильно возросла. На севере Памира в Заалайском хребте Н. Н. Леоновым [398] установлено резкое уменьшение градиента в конце четвертичного периода по сравнению со средним его значением для неогена и всего четвертичного периода.

Таким образом, оценка величины градиента скорости требует тщательного и всестороннего анализа многих фактических данных.

Вторая группа вопросов⁴ возникает при выборе величины коэффициента вязкости η_{III} в формулах (19) и (20). Обычно в литературе называется величина от 10^{22} до 10^{25} нз. Если бы вязкость была постоянной, то согласно формуле (19) и рис. 104 при переходе от платформы к горам средней высоты (типа Урала) касательные напряжения в недрах увеличивались бы в 3 раза. Затем, при переходе к горным районам типа Алтая они увеличились бы еще в 3 раза (всего в 9 раз). А в высокогорных районах Средней Азии напряжения были бы еще в 3 раза выше, т. е. в 27 раз больше, чем на платформах.

В действительности такого нарастания напряжений ожидать не следует, так как известно, что вязкость горных пород уменьшается по мере увеличения напряжений.

Сейчас могут использоваться лишь весьма приближенные соотношения между вязкостью больших масс магматических горных пород, залегающих в недрах коры, и величиной касательных напряжений. Оценивая вязкость пород на глубине, приходится в первом приближе-

⁴ Обсуждаемые ниже автором вторая и третья группы вопросов, посвященные оценке величин вязкости массивов горных пород и оценке величин напряжений τ_{max} в земной коре интересны изложением принципиального подхода к этим оценкам. К приводимым здесь численным значениям, как подчеркивает автор, следует относиться как к ориентировочным первым оценкам, требующим уточнения. Близкие вопросы, но несколько в ином аспекте, рассматриваются в гл. 33 и 35.— *Прим. ред.*

нии считать, что ее увеличение с глубиной, вследствие возрастания всестороннего сжатия, компенсируется ее уменьшением из-за роста температуры. Возможно, что до глубины 100 км вязкость уменьшается, а затем нарастает [297]⁵.

Нами были построены приближенные графики, связывающие вязкость с величиной касательных напряжений. Из них путем преобразования получен график, связывающий скорость деформации магматических горных пород D с величиной максимальных, касательных напряжений τ_{\max} . Далее было принято, что на этом графике $D = |\text{grad}V|_m$.

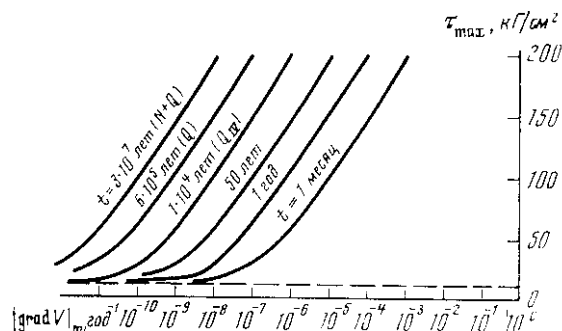


Рис. 106. График сопоставления величины градиента скорости вертикальных тектонических движений $|\text{grad}V|_m$ с наибольшей величиной максимальных касательных напряжений τ_{\max} при различном времени осреднения t

Так была получена крайняя правая кривая на рис. 106⁶. Опыты, использованные нами для построения данной кривой, проводились разными исследователями в течение часов, недель и месяцев. Следовательно, скорость деформации пород, а также приравненную ей величину градиента скорости движений надо считать средними для такого же промежутка времени t , т. е. около 10^{-1} и 10^{-2} лет. Эта часть рис. 106 требует значительного уточнения путем изучения вязкости пород в недрах Земли. Особенно важно будет научиться определять вязкость пород в недрах каждого района и составлять для них графики типа рис. 106.

Увеличение длительности времени осреднения при вычислении градиента скорости должно приводить к смещению основной (правой) кривой, изображенной на рис. 106. Из рис. 105 ясно, что чем длительнее время осреднения, тем сильнее кривая должна смещаться влево. Поэтому на рис. 106 изображено несколько кривых, параллельных одна другой. Каждая из них соответствует определенному времени осреднения данных о градиенте скорости. Для того чтобы воспользоваться этими кривыми, надо знать величину градиента скорости и продолжительности времени осреднения t . Затем от известной величины градиента, указанной на оси абсцисс, следует подняться по вертикали до пересечения с соответствующей кривой. Точка пересечения имеет ординату, равную величине максимальных касательных напряжений, которые могут достигаться во время отдельных лет или месяцев.

Из кривых рис. 106 вытекает, что при переходе от платформенных областей к среднегорным (типа Урала), горным (типа Алтая) и, наконец, высокогорным районам (типа Средней Азии, Кавказа и Камчатки) каждый раз касательные напряжения увеличиваются примерно на 25 кГ/см^2 , что соответствует возрастанию градиента скорости на половину десятичного порядка (т. е. в 3 раза).

⁵ Вопрос об изменении вязкости вещества литосферы с глубиной с учетом ее зависимости от напряжения рассмотрен в гл. 35.— *Прим. ред.*

⁶ Построенную автором кривую зависимости между напряжениями τ_{\max} и скоростями деформации сдвига D следует рассматривать как первое полуколичественное приближение, требующее серьезного уточнения. Для пород различного состава и для различной глубины их залегания должны получаться неодинаковые кривые $\tau_{\max} = f(D)$. — *Прим. ред.*

В принципе кривые такого рода дадут возможность приблизительно оценить также абсолютную величину касательных напряжений в областях перечисленных типов. Из кривых на рис. 106 и карты рис. 104 следует предположение, что максимальные касательные напряжения внутри коры в платформенных районах достигают 125 кг/см^2 , в средне подвижных районах типа Урала — 150 кг/см^2 в сильно подвижных районах Алтая, Верхоянья, советской части Восточных Карпат — 175 кг/см^2 , в наиболее подвижных районах Средней Азии и Камчатки — 200 кг/см^2 .

Третья группа вопросов возникает при оценке величины коэффициента Φ , входящего в формулу [19]. В связи с тем, что кора деформируется силами, направленными из внутренних частей Земли, предполагаем, что величина скорости деформации нарастает с глубиной. Это подтверждается на моделях. Коэффициент Φ показывает, во сколько раз скорость деформации на рассматриваемой глубине больше величины градиента скорости движений верхней поверхности земной коры. Поэтому всегда $\Phi > 1$ и должен возрастать по мере углубления в кору, а затем и в подкоровую оболочку ⁷. Величина Φ может быть получена при испытаниях моделей и путем обработки сейсмических данных. Имеющиеся фактические данные о сейсмичности хорошо согласуются между собой, если для нижних частей земной коры принимать $\Phi \approx 6$, а для подкоровой оболочки допускать возрастание Φ до 10—20 и больше. Такие же величины получались для моделей. Величина Φ подлежит уточнению при дальнейших исследованиях.

Условно приняв имеющиеся данные о величине коэффициента Φ , нужно уточнить приводившиеся выше значения максимальных касательных напряжений в различных областях земной коры, которые были получены для случая, когда $\Phi = 1$. Допуская, что для нижних частей коры (на глубине 15—30 км) коэффициент Φ скорее близок к 6, получим верхний предел максимальных касательных напряжений как средних для отдельных лет и месяцев (табл. 22).

Таблица 22

Предполагаемые напряжения внутри земной коры на глубине 15—30 км

Область	Верхний предел максимальных касательных напряжений, кг/см^2	Наибольшее снижение всестороннего давления, кг/см^2
Платформы	750	500
Урал, Бырранга	900	600
Алтай, Верхоянье, советская часть Восточных Карпат	1050	700
Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Камчатка	1200	800

Оценки эти весьма приближенные. Возрастание максимальных касательных напряжений при переходе к каждой следующей области составляет около 150 кг/см^2 .

Наибольшее снижение всестороннего давления, согласно формуле (20), может достигать в пределах земной коры 800 кг/см^2 .

⁷ Здесь автор говорит об изменении с глубиной переменного коэффициента Φ в крыльях поднятий или опусканий земной коры, образующихся путем поперечного изгиба, и имеет в виду интервал глубин, расположенный выше «источника» движений. В таких условиях скорости деформации и соответственно значения коэффициента Φ , как правило, растут с глубиной. При других механизмах деформирования коры характер изменения Φ с глубиной может быть существенно иным. Некоторые вопросы связи между коэффициентом Φ и глубиной могут быть поняты на основе анализа экспериментальных кривых, полученных в работе [916].— *Прим. ред.*

Для верхней части подкоревой оболочки при Φ , достигающем до 10—20, можно предполагать, что величины максимальных касательных напряжений и снижение всестороннего давления раза в три больше, чем приведенные в табл. 22.

Получившиеся значения напряжений неожиданны и на первый взгляд могут показаться неправдоподобными (слишком маленькими)⁸. Однако, проверка, заключающаяся в сравнении полученных чисел с результатами лабораторных экспериментов, показывает, что они лежат в разумных пределах. Весьма важно при этом учесть два обстоятельства.

Во-первых, лабораторные эксперименты по разрушению горных пород при высоких давлениях производились при комнатной температуре, тогда как в земной коре температура поднимается с глубиной параллельно с увеличением всестороннего давления. Подъем температуры уменьшает прочность. Поэтому результаты лабораторных испытаний на прочность при высоких давлениях дают числа, завышенные по сравнению с прочностью пород в недрах земной коры. Условно-мгновенная прочность на скалывание у магматических горных пород внутри земной коры, вероятно, лежит между 1000 и 2000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Во-вторых, образование разрывов сколового типа происходит в земной коре за счет преодоления не условно-мгновенной, а длительной прочности горных пород. Эта прочность, являющаяся верхним пределом касательных напряжений, значительно ниже условно-мгновенной прочности, которую обычно определяют в лабораториях.

Из имеющихся данных о различных материалах можно ожидать, что для снижения прочности приблизительно на 25% требуется увеличение длительности действия напряжений от одного до шести десятичных порядков. Увеличение длительности на шесть порядков соответствует наименьшему влиянию времени на прочность. При лабораторном эксперименте горная порода имеет условно-мгновенную прочность 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, в природных условиях (когда длительность действия напряжений возрастает в 10^{20} раз) ее прочность будет около 250 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Если принять условно-мгновенную прочность породы около 2000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, то ее длительная прочность в земной коре составит около 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Следовательно, полученные нами приближенные оценки величины касательных напряжений в земной коре в Тянь-Шане (около 1200 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$) не меньше тех величин (250 и 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$), которые согласуются с результатами лабораторных экспериментов и полевых геофизических исследований.

Определение приближенной величины напряжений в недрах земной коры на территории СССР было проведено для того, чтобы показать реальную возможность использования величины градиента скорости тектонических движений с целью определения напряженного состояния земной коры. Наряду с этой возможностью имеются перспективы разработки геофизических методов измерения напряжений в недрах Земли. Одновременное использование нескольких независимых методов явится залогом получения надежных результатов.

ВЫВОДЫ

1. Данные о проявлениях современных и новейших тектонических движений на верхней поверхности земной коры могут быть использованы для выяснения важных особенностей глубинных геологических и геофизических процессов, которые развиваются в настоящее время внут-

⁸ В дальнейшем (см. гл. 33) автор значительно уточнил оценку величин τ_{\max} в коре для различных районов СССР и получил значения τ_{\max} в интервале 100—1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а значения $\Delta\sigma_m$ — до 1500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.— *Прим. ред.*

ри земной коры и в верхней части подкоревой оболочки (в верхней мантии).

2. Вертикальная составляющая скорости тектонических движений, при сопоставлении ее знака с данными глубинного сейсмического зондирования и знаком истинной изостатической аномалии силы тяжести, дает основание объективно относить современные и новейшие движения каждого района к одному из генетических типов. Движения, направленные в сторону изостатически равновесного положения земной коры, принципиально отличаются по генезису от движений, при которых земная кора удаляется от изостатически равновесного положения. Дальнейшее разделение движений и их объяснение являются в настоящее время гипотетичными.

3. Сопоставление величин вертикальной и горизонтальной составляющих скорости современных и новейших движений позволит сделать более обоснованный, чем сейчас, выбор между двумя основными из конкурирующих гипотез о физической сущности глубинных процессов внутри земной коры и в подкоревой оболочке. Если будет установлено, что горизонтальная составляющая соизмерима с вертикальной и во многих случаях превосходит ее по величине, то это явится веским аргументом в пользу гипотез конвекционных потоков в подкоревой оболочке. Если будет установлено, что обычно вертикальная составляющая преобладает над горизонтальной, то надо будет отдать предпочтение гипотезам о физико-химических превращениях вещества, которые приводят к изменениям его объема, к неравномерности тепловых потоков, к выделению глубинных эманаций и к перемещениям вещества в подкоревой оболочке и нижней части коры преимущественно в вертикальном направлении. В последнем случае данные о движениях верхней поверхности коры позволят дать приближенную количественную характеристику глубинных процессов, развивающихся в подкоревой оболочке.

4. Средняя величина градиента скорости глубинных современных и новейших движений, измеренная на верхней поверхности коры, необходима для оценки современного напряженного состояния земной коры и верхней части подкоревой оболочки под различными районами. Знание напряженного состояния недр Земли требуется для прогноза землетрясений, объяснения причин образования магм различного химического состава и выяснения физической и химической сущности глубинных процессов. Средняя величина градиента скорости зависит от продолжительности времени осреднения. Поэтому в каждом районе ее следует определять независимо для различных по продолжительности промежутков времени. Территорию Советского Союза можно разделить на области четырех типов. Каждый тип отличается от последующего по средней величине градиента скорости новейших движений на половину десятичного порядка, т. е. в 3 раза. В наименее подвижных (древних платформенных) областях величина градиента доходит до $3 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, а в наиболее подвижных областях она достигает $1 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$.

5. В результате сопоставления современных тектонических движений с сейсмическими и гравиметрическими данными могут быть найдены приближенные количественные связи между движениями поверхности твердой Земли и глубинными процессами. Эти связи в дальнейшем дадут возможность интерпретировать тектонические движения геологического прошлого — весьма приближенно восстанавливать и проследивать глубинные процессы физико-химических превращений и перемещений вещества в подкоревой оболочке. Изучение современных тектонических движений и современных геофизических полей должно привести к такой интерпретации древних тектонических движений, которая будет способствовать развитию палеогеофизики.

ГЛАВА 29

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННЫХ И МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ С РАЗНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

В последнее время накоплен большой фактический материал по современным преимущественно вертикальным движениям земной коры. Большая часть материала относится к территории платформ (Русской, Западно-Европейской, Северо-Американской) и щитов (Балтийского и Канадского). Появились также данные о современных движениях ряда участков земной коры в орогенических областях — в пределах Альпийского горного пояса Европы, северных предгорий Тянь-Шаня, Северо-Американских Кордильер, переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану на территории Японии и др. Многие из изученных участков располагаются в предгорьях и поэтому не дают полного представления о движениях в областях горообразования. Однако имеющиеся материалы позволяют предпринять первую попытку количественного сопоставления современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом.

Необходимо отметить, что измерения, как правило, производятся различными методами и дают в итоге средние величины, относящиеся к существенно разным по продолжительности промежуткам времени. Геодезические методы оперируют данными за последние десятки лет [440, 455, 460, 614]. Геоморфологические методы дают возможность характеризовать время от последних тысячелетий до последнего миллиона лет или более [578, 600, 491, 401, 402, 589]. Использование данных по древней тектонике позволяет находить средние скорости для любых десятков миллионов лет геологического прошлого [597, 207]. При этом влияние разновидности метода измерений оказывается более значительным, чем собственно различия в тектонической обстановке района. Поэтому для характеристики тектонических движений того или иного района недостаточно указать величину скорости, как таковую. Необходимо привести совокупность результатов измерений, выполненных различными методами, указывая, для каких промежутков времени производились осреднения скорости. Характеристика движений района может быть представлена в виде линии на графике, вдоль одной из осей которого откладывается величина скорости, вдоль другой — время осреднения. Обе величины удобно изображать в логарифмическом масштабе [193].

В соответствии с предложениями Ю. А. Мещерякова [455] мы понимаем под современными движениями, происходящие в последние десятилетия и годы и измеряемые инструментальными методами, а молодыми считаем движения в течение последних нескольких тысяч лет (2000—5000 лет), фиксируемые геоморфологическими, археологическими и другими методами. К новейшим движениям в соответствии с общепринятыми представлениями относятся суммарные движения неоген-четвертичного возраста.

В данной работе анализируются движения лишь материковых частей Земли, главным образом Евразии. По тектоническим признакам прежде всего выделяются малоподвижные (платформенные) области и высокоподвижные области горообразования. К последним относятся как области геосинклинального горообразования (типа Альп, Кавказа), так и области резкой активизации тектонических движений на месте платформ (Тянь-Шань, Алтай, Саяны) или геосинклинальных территорий (Памир). Для подробного рассмотрения современных движений областей активизации данных пока недостаточно.

Выяснилась необходимость отдельно оценивать движения крупных структурных элементов коры и движения более мелких, локальных структурных элементов. В соответствии с этими требованиями в каждой из областей мы пытаемся выделять региональные движения, свойственные обширным территориям порядка сотен и тысяч километров в поперечнике или в длину, и локальные движения, проявляющиеся на участках, имеющих ширину менее 100 км. К региональным относятся плиты и щиты, синеклизы и антеклизы — на платформах, мегантиклинории и мегасинклинории, антиклинории и синклинории — в геосинклиналях; к локальным — глубинные внутриспоковные складки и разрывы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СКОРОСТИ И ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ С РАЗНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Дифференцированное рассмотрение материала по современным движениям крупных геоструктурных единиц и движениям отдельных локальных структурных элементов резко повышает объективность и наглядность сравнения областей с разным тектоническим режимом. Такая дифференциация особенно важна при сопоставлении с сейсмичностью, так как сейсмичность определяется в первую очередь напряжениями, связанными с ростом отдельных структурных элементов и разрывов. В дальнейшем необходима будет еще большая конкретизация количественных характеристик современных движений по типам структурных элементов.

Основными количественными показателями, характеризующими современные движения, следует считать две величины: скорость и градиент скорости движений.

Скорость современных движений взята в среднем для 20—50 лет, так как за этот промежуток времени, как известно, средняя квадратическая ошибка определяется наименьшими значениями — от $\pm 0,5$ до ± 1 мм/год [614]. Нами использовались преимущественно результаты, полученные геодезическими методами (методом повторных нивелировок), в меньшей степени привлекались океанографические данные. Величины скорости современных движений на участках, где установлено влияние экзогенных и антропогенных факторов (уплотнение рыхлых отложений, снижение уровня грунтовых вод, разработка нефтяных и газовых месторождений, оседание территории крупных городов и т. п.) исключались из рассмотрения. Нами принимались преобладающие скорости движений независимо от их знака, а также учитывались экстремальные (максимальные по абсолютной величине) значения, указанные в таблице в скобках. Часть таких экстремальных значений может быть связана с экзогенными влияниями или с сеймотектоническими подвижками.

Градиент скорости современных региональных движений рассчитывается для участков обычно в десятки или даже первые сотни километров, а градиент скорости локальных движений — для участков в первые километры или менее (принципы расчета см. в гл. 28).

Мы отдаем себе отчет в том, что величина градиента скорости движений в ряде случаев зависит от степени изученности участка земной коры, степени соответствия направления линий повторного нивелирования направлению градиента. В принципе величина градиента должна измеряться по нормали к изолиниям скорости движения. В целях стандартизации желательно среднюю величину градиента вычислять по наблюдениям в точках, расположенных на расстоянии 1 км одна от другой. Учитывая малую точность многих определений, мы оперируем преимущественно с числами, округленными до десятичных порядков или их половин. Это дает числа $1 \cdot 10^n$, $3 \cdot 10^n$, $1 \cdot 10^{n+1}$, $3 \cdot 10^{n+1}$, $1 \cdot 10^{n+2}$, $3 \cdot 10^{n+2}$ и т. д.

Таблица 23

**Скорость (числитель V мм/год) и градиент скорости (знаменатель $|\text{grad } V|_m$, год⁻¹)
молодых и современных движений земной коры в областях с разным
тектоническим режимом**

	Региональные движения		Локальные движения	
	молодые	современные	молодые	современные
I. Малоподвижные области (платформы) различного возраста				
<i>Области, освободившиеся от покровного оледенения в голоцене или с современным оледенением</i>				
Фенноскандия [830, 819, 820, 847, 503]	$\frac{10-30}{2-5 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{2-10}{1-2 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1-5}{1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1-3}{5 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$
Канадский щит [817, 455]	$\frac{10-20^*}{1 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{0,7-10}{8 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{6^*}{5 \cdot 10^{-8}}$	5
Шпицберген [256]	$\frac{2-25}{5-7 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1-2}{1 \cdot 10^{-9} - 2 \cdot 10^{-8}}$		
<i>Области, не подвергавшиеся покровному оледенению или освободившиеся от него в конце плейстоцена</i>				
Русская платформа. Центральные части [460, 440]	$\frac{0,3-1}{2 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1-5}{5 \cdot 10^{-9} - 3 \cdot 10^{-8}}$		
Доно-Медведицкий вал [589]				$\frac{2,5-4}{5 \cdot 10^{-7}}$
Вятский вал [613]			$\frac{0,2-0,4}{5 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{2-3}{1-7 \cdot 10^{-8}}$
Эстония [229, 425, 666, 461]	$\frac{3-6}{2 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{0,5-2,5}{5 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1-1,5}{1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,7-1}{2 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$
Польша [895, 896]		$\frac{0-2}{5 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$		
Северная часть ГДР [831, 890]		$\frac{0-3}{1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-7}}$		
Грабен Эльбы [163]				$\frac{0,2-2,0}{3 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-6}}$
Нижнерейнский грабен [320]				$\frac{0,5-2,7}{6 \cdot 10^{-7}}$
Нидерланды [887, 460]	1,5-2,5	$\frac{1-2}{5 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$		$\frac{1}{5 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}}$
Шотландия [589]	4	4		
Парижский бассейн (Кайё, 1966; доклад в Москве)		$\frac{0-3}{1 \cdot 10^{-8}}$		$\frac{3,3-6,2}{3 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}}$
Урал [653, 457]	0,5-1	$\frac{1,5-5}{1 \cdot 10^{-8} - 6 \cdot 10^{-8}}$	0,5-2	4-10
Ашинский разлом [590]			$\frac{0,1-0,3}{1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,2}{2 \cdot 10^{-7}}$
Западно-Сибирская плита [441, 669]		$\frac{0-4}{5 \cdot 10^{-9} - 3 \cdot 10^{-8}}$		7-10
Каракумская и Туранская платформы [441, 457]		$\frac{2-10}{1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$		
Северо-Американская платформа		$\frac{0-5}{6 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8}}$		
Аппалачи [456, 457]		$\frac{3-5}{1 \cdot 10^{-8}}$		
II. Высокоподвижные области				
Северные предгорья Альп [579]		$\frac{0,7-1,5}{1-3 \cdot 10^{-8}}$		

Таблица 23 (окончание)

	Региональные движения		Локальные движения	
	молодые	современные	молодые	современные
Северные Аппенины, Сицилия [460, 589]		2-3	$\frac{2-5}{2 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,5-13}{(50 \div 300)}$
Македония и Скопленская котловина [401, 402]				$\frac{0,5-7}{2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}}$
Предкарпатье и Карпаты [440, 724]		$\frac{7-11}{5 \cdot 10^{-8}}$		$\frac{0,5-11}{2 \cdot 10^{-6}}$
Предгорья Кавказа, частично Закавказье [290, 335, 589]	$\frac{10-20}{2-4 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{0,5-6}{1-4 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{0,5-10(30)**}{5 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{3-16(60-250)}{3 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}}$
Северный склон Копетдага [242, 379, 441, 568, 653]		$\frac{4-8}{2-6 \cdot 10^{-8}}$	$\geq 1^*$	$\frac{1,7-8,5(30)***}{1-2 \cdot 10^{-6}}$
Ирак [406]	$\frac{3}{\sim 1 \cdot 10^{-7}}$		$\frac{> 2,3(10)}{1-3 \cdot 10^{-6}}$	
Афгано-Таджикская депрессия [847]	$\frac{1-3}{1 \cdot 10^{-8} - 2 \cdot 10^{-7}}$		$\frac{1-5(10)}{5 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}}$	
Алайская и Гиссарская долины, [525, 723]				
Ферганская впадина [491, 600]	1-1,5		$\frac{\geq 4}{1-3 \cdot 10^{-6}}$	1-4(11)****
Северные предгорья Тянь-Шаня [565]		$\frac{3-12}{5 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}}$		
Японские о-ва [332, 460, 589, 669]		$\frac{4-5}{2-5 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{2-10}{2 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{1-6(20-53)}{3 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-6}}$
Камчатка [723]				$\frac{38}{5 \cdot 10^{-6}}$ $\frac{170-1000}{1 \cdot 10^{-3}}$
Северо-Американские Кордильеры [441, 456, 432]		$\frac{10-15}{2-7 \cdot 10^{-8}}$		(300-540?)

* В течение всего голоцена (около 10 000 лет). ** В течение около 1000 лет.

*** В течение 13 лет. **** В течение 4-5 лет.

Чтобы исключить периодические атмосферные влияния и вероятные коротко-периодические (порядка сотен и десятков лет) колебания скорости и даже знака движений, нами сделана попытка привлечь данные о молодых движениях за средний и поздний голоцен, т. е. за последние 2000—5000 лет. Эти определения проведены на основе геоморфологических данных с учетом археологических, исторических, палеоботанических и радиоуглеродных определений возраста.

Фактический материал приведен в табл. 23 и на рис. 107. Каждая точка на графике в подавляющем большинстве случаев отражает не одно измерение, а соответствует максимальному значению на протяженной кривой вдоль линии повторного нивелирования. Анализ данных табл. 23 и рис. 107 позволяет сделать заключения, сущность которых изложена ниже.

Скорость движений земной коры

Современные движения. В малоподвижных внеледниковых областях средние значения скорости современных региональных движений и движений локальных структурных элементов имеют одинаковый порядок величин — обычно первые мм/год.

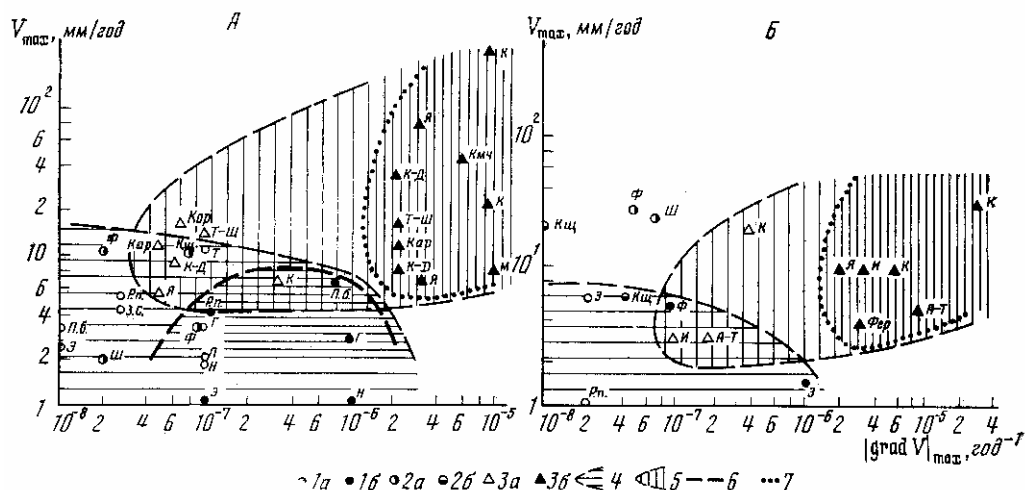


Рис. 107. Графики максимальных скоростей и градиента скорости современных (А) и молодых (Б) движений земной коры в областях с разным тектоническим режимом

1а — региональные движения платформ, не подвергавшихся верхнечетвертичному оледенению или рано от него освободившихся (Р. п. — Русская платформа, центральные части, Э — Эстония, П — Польша, Г — Северная Германия, Н — Нидерланды, П. б. — Парижский бассейн, З.С. — Западно-Сибирская плита, Т — Туранская платформа); 1б — локальные движения платформенных областей, недавно освободившихся от ледниковой нагрузки (Ф — Фенноскандия, Ш — Шпицберген, К.ц. — Канадский щит); 2а — региональные движения высокоподвижных областей земной коры — геосинклинальных и активизированных (М — Македония, Скопленская котловина, Кар — Предкарпатье и Карпаты, К — Предкавказье, частично Закавказье, К—Д — Копетдаг, северный склон, И — Ирак, АТ — Афгано-Таджикская депрессия, Фер — Ферганская депрессия, Т—Ш — северные предгорья Тянь-Шаня, Я — Япония, Кор — Северо-Американские Кордильеры, Кмч — Камчатка); 3б — локальные движения тех же областей; 4 — поле малоподвижных областей; 5 — поле высокоподвижных областей; 6 — граница поля локальных движений малоподвижных областей; 7 — граница поля локальных движений высокоподвижных областей

Скорости современных региональных движений в высокоподвижных областях часто соизмеримы с таковыми на платформах, что уже отмечалось ранее [455, 432], но местами превышают их на 0,5—1 порядок. В подвижных зонах значения скоростей чаще составляют 5—10 мм/год, тогда как на платформах господствуют скорости в первые мм/год или менее.

В высокоподвижных областях земной коры скорости роста локальных структур также выше (в экстремальных случаях более чем на порядок) скоростей региональных движений.

В подвижных областях скорости современных движений локальных структур на 0,5—2 порядка выше соответствующих значений в малоподвижных областях и достигают нескольких десятков и даже сотен мм/год. Впрочем, нет уверенности, что скорости во многие сотни мм/год можно во всех случаях относить за счет медленных эндогенных движений.

Попутно заметим, что скорости горизонтальных движений по измерениям в Калифорнии, Японии, Копетдаге, Македонии также составляют десятки мм/год.

Особняком стоит вопрос о современных движениях областей четвертичного покровного оледенения в пределах платформ. Скорость современных региональных движений во внутренних частях областей последнего оледенения соизмерима со скоростью движений внеледниковых областей, что уже отмечалось Ю. А. Мещеряковым [460, 455], который сделал вывод о завершении гляциоизостатического выравнивания. Нам этот вывод представляется не вполне верным по следующим причинам.

1. Территории недавнего оледенения (кроме периферии) испытывают закономерное сводовое поднятие с максимумом в области максимальной мощности бывшего ледникового покрова и почти независимо от тектонической зональности. Во внеледниковых частях платформ распределение знака и скорости движений в большой мере зависит от тектонического строения и положительные движения чередуются с отрицательными как по площади, так, возможно, и во времени.

2. Области недавнего оледенения в общем испытывают движения с более высокой скоростью (2—10 мм/год), чем внеледниковые, где участки с относительно повышенной скоростью движений (3—5 мм/год) занимают сравнительно небольшие по площади пространства, главным образом среди эпигерцинских платформенных областей (Криворожье — до 5 мм/год, Южный Урал — до 5—7 мм/год, Чешский массив — 2—4 мм/год, Центральный Казахстан — 2—10 мм/год, Аппалачи — 3—5 мм/год). Необходимо также учитывать, что повышение скоростей отрицательных движений на платформах с осадочным чехлом может частично объясняться рядом экзогенных и гидрогеологических причин [399], действие которых в областях недавних оледенений с обнажающимся кристаллическим фундаментом трудно допустить.

Преобладание изостатических сил в поднятии Балтийского и Канадского щитов подтверждается характером поля силы тяжести [11] и приближенными расчетами [422].

Поэтому вывод Ю. А. Мещерякова о ведущей роли собственно тектонических (не гляциоизостатических) процессов в современных движениях областей последнего покровного оледенения представляется нам справедливым только применительно к периферии этих областей.

Молодые движения. Скорость молодых движений показывает те же закономерности распределения, что и современных, но их значения соизмеримы или на 0,5—1 порядок меньше. Исключения составляют области последнего покровного оледенения, в том числе и периферические (Эстония, Шотландия), где скорости молодых и современных движений соизмеримы или скорости молодых выше. Это, несомненно, связано с изостатическим всплыванием по мере исчезновения ледниковой нагрузки.

В высокоподвижных областях значения скорости молодых движений соизмеримы со значениями скорости современных, а в ряде случаев меньше последних. Скорости молодых локальных движений здесь составляют 1—10 мм/год. Молодые региональные движения высокоподвижных областей, так же как и соответствующие современные движения, в общем соизмеримы с региональными движениями малоподвижных платформенных областей.

В целом величины скоростей молодых движений, по-видимому, точнее, чем скорости современных, определяют скорости медленных тектонических движений земной коры, так как они освобождены от наложенных короткопериодических колебаний как экзогенной, так и эндогенной природы. Использование значений скорости молодых движений для геологических расчетов должно быть обязательно дифференцированным во времени, особенно в областях с явно направленным изменением скорости в течение последних тысячелетий.

Градиент скорости движений земной коры

Градиент скорости современных локальных движений и в малоподвижных, и в высокоподвижных областях на 1—2 порядка выше, чем градиент скорости движений региональных. То же самое характерно для молодых движений.

При сравнении малоподвижных и высокоподвижных областей оказывается, что градиенты скорости современных региональных движений

вполне сопоставимы между собой, а градиенты скорости локальных движений в высокоподвижных областях на 1—2 и более порядков выше. Эта закономерность распространяется и на распределение градиентов скорости молодых движений.

Сравнивая в целом высокоподвижные области с малоподвижными (см. рис. 107), можно сказать, что молодые и современные движения в подвижных областях более интенсивны за счет: 1) повышенного в ряде случаев значения скорости (*мм* в год) и градиента скорости ($3 \cdot 10^{-8}$ — $1 \cdot 10^{-7}$) региональных движений; 2) высоких, как правило, скоростей вертикальных движений локальных структурных элементов (нередко десятки — сотни *мм* в год) и высоких градиентов скорости локальных движений ($1 \cdot 10^{-7}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ год⁻¹).

Вывод о резко выраженной современной активности многих локальных структур (складок и разрывов) представляется нам чрезвычайно важным.

Представление о том, что скорости современных региональных движений в геосинклинальных и платформенных областях соизмеримы, находится в противоречии с имеющимися данными о древних движениях. В частности, специальное статистическое исследование, проведенное по всем материалам, позволило А. Б. Ронову [596] построить кривые средней скорости опусканий земной коры в геосинклиналях и на платформах в течение многих геологических периодов палеозоя и мезозоя. Эти кривые располагаются на разных уровнях. Наиболее достоверные кривые средней скорости опускания дают (начиная с девона и кончая юрой) величины в 2—3 раза меньшие для платформ, чем для геосинклиналей. Менее точные величины средней скорости поднятия оказываются для геосинклиналей до 10 раз больше, чем для платформ.

Сейчас имеется еще слишком мало данных о скорости современных движений в высокоподвижных областях, чтобы объяснить это несоответствие. Важно то, что эти данные получены для участков, переходных от поднятий к опусканиям, где скорость должна быть небольшой. В районах экстремальных значений измерения скорости еще почти не производились. По мере расширения сети наблюдений во внутренних частях горных хребтов и межгорных впадин различие в скорости современных движений геосинклинальных и платформенных областей, вероятно, будет проявляться все более отчетливо.

Отмеченные закономерности позволяют судить о распределении и величинах напряжений в земной коре, что помогает перейти к сопоставлению современных движений с сейсмичностью.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ

Измерения скорости тектонических движений выполняются с различными теоретическими и практическими целями. Одной из них является оценка сейсмической опасности. Эта оценка производится по совокупности ряда тектонических и сейсмологических критериев, рассмотренных выше (см. гл. 24).

Скорость тектонических движений привлекается для определения скорости деформации земной коры. При этом предполагается использовать не саму скорость, а величину ее градиента.

Известно, что энергия землетрясения U определяется максимальными касательными напряжениями τ_{\max} , длиной l разрыва, возникающего из-за их действия, а также рядом других факторов, определяющих характерную для каждого района величину C . В итоге энергетический класс K землетрясений оказывается связанным с рядом величин, в число

которых входит и градиент скорости современных движений (см. гл. 25):

$$K = \lg U = 2 \lg |\text{grad } V|_m + 3 \lg l + C \quad (1)$$

В сейсмологии существуют эмпирические и теоретические зависимости, связывающие основную физическую характеристику землетрясения K (гл. 25 и 26) с главной технической характеристикой землетрясения — его интенсивностью I (в прошлом ее называли силой), которая измеряется в СССР по 12-балльной шкале.

Таким образом, имеются теоретические основания для того, чтобы сейсмическую опасность, выраженную в баллах сильнейших местных землетрясений района, сопоставлять с величиной градиента скорости тектонических движений в исследуемом районе и рядом других его особенностей [183, 193, 194]. Ясно, что нельзя сопоставлять сейсмичность с какой-нибудь одной величиной градиента скорости, полученной при использовании лишь какого-то одного метода измерения. Сопоставление следует вести с результатами измерений различными методами.

Очевидно, что нельзя ожидать строгой функциональной связи между максимальной интенсивностью землетрясений (и даже величиной энергетического класса K) и градиентом скорости. За счет влияния остальных факторов, входящих в уравнение (1), следует ожидать значительного разброса точек на диаграмме (см. рис. 108) сопоставления величины градиента скорости и сейсмической опасности.

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТИ

Для сопоставления использованы данные по многим районам, для которых имеются достоверные определения скорости движений, позволяющие вычислить достаточно надежные величины градиента. Предпочтительно выбирались такие районы, где градиент может быть определен в широком диапазоне времени осреднения и где имеются хорошо обоснованные оценки сейсмической опасности в баллах.

Избранные нами районы находятся в пределах различных тектонических областей: внутри древней платформы в синеклизах (бассейн Волги, Эстония) и антеклизах (Финляндия); на краю древней платформы (север ГДР), а также вблизи океана (Норвегия); в пределах платформы с палеозойским фундаментом (юг ГДР, Голландия); в различных частях геосинклинальной области (Предкарпатье, Карпаты, Крым, Кавказ, Венгрия), в геосинклинальных областях, граничащих с океаническими впадинами (Япония, Калифорния); в областях активизации движений, наложившейся на платформенные условия (Тянь-Шань).

При таком разнообразии тектонических условий нельзя ожидать строгой однозначности рассматриваемых соотношений. Однако те связи, которые при этом удается отметить, приобретают значение важных общих закономерностей.

Вычисленные нами величины градиента однозначно вытекают из данных о распределении скорости движений, опубликованных многими исследователями.

Сопоставление произведено с помощью графика (рис. 108), вдоль вертикальной оси которого в логарифмическом масштабе отложены максимальные величины среднего градиента скорости, отмеченные в каждом районе (в детально изученных районах они соответствуют локальным движениям; при слабой изученности последних мы использовали региональные движения). По горизонтальной оси также в логарифмическом масштабе изображена продолжительность времени осреднения t . Наибольшая продолжительность времени осреднения достигает 30—40 млн. лет, в течение которых делятся новейшие движения (с конца олигоцена или начала неогена до настоящего времени), в основном

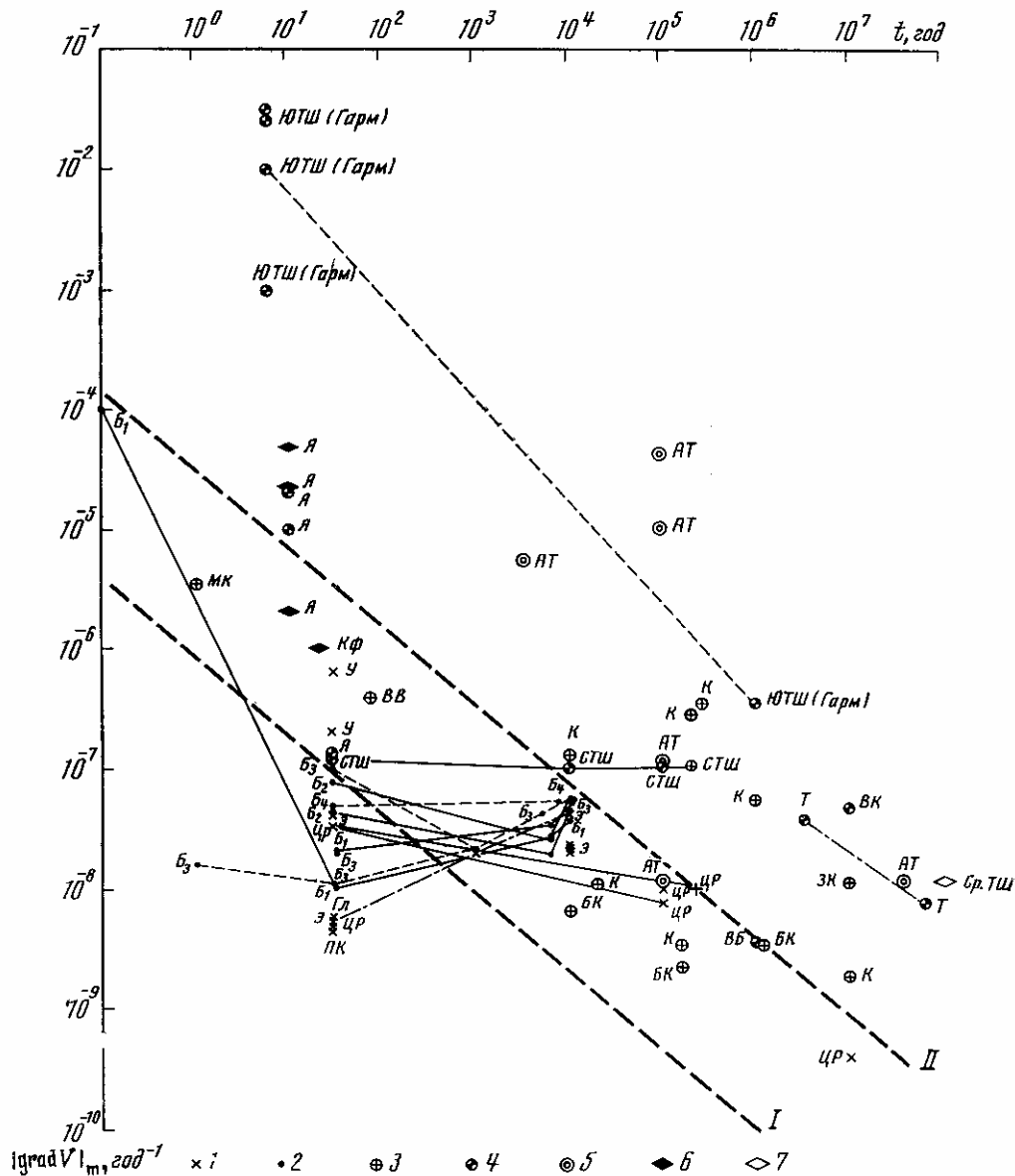


Рис. 108. Диаграмма соотношений между наибольшей величиной среднего градиента скорости $|grad V|_m$ тектонических движений земной коры и временем осреднения t

По данным о вертикальных движениях: 1 — сейсмически пассивные районы — очень редко 7 баллов; 2 — слабо активные районы — редко 7 баллов; 3 — активные районы — часто 8 баллов; 4 — активные районы — часто 9 баллов и более; 5 — оспуждаемые районы. **По данным о горизонтальных движениях:** 6 — активные районы — часто 9 баллов; 7 — районы, активные в геологическом прошлом. АТ — Афгано-Таджикская впадина; Б₁ — центр Балтийского щита; Б₂ — край Балтийского щита (Кольский полуостров); Б₃ — край Балтийского щита (Юго-Западная Финляндия); Б₄ — край Балтийского щита (Северо-Западная Норвегия); ВВ — Венгрия (у Будапешта и Вышеграда); ВВ — Большая Венгерская впадина; ВК — Восточные Карпаты (горы Вранча); ЗК — Западные Карпаты; Г — германская часть платформы (ГДР); Гл — голландская часть платформы; БК — Большой Кавказ; МК — Малый Кавказ; К — Крым; Кф — Калифорния; П — Предкарпатье; СТШ — Северный Тянь-Шань (Киргизский хребет); СрТШ — Средний Тянь-Шань; ЮТШ — Южный Тянь-Шань (Гарм); Т — Туркмения; У — украинская часть Русской платформы; ЦР — центр Русской платформы; Э — эстонская часть Русской платформы; Я — Япония. I — генеральная линия ($\lg |grad V|_m = -6\frac{2}{3} \lg t$); II — генеральная линия ($\lg |grad V|_m = -4\frac{1}{2} - \frac{2}{3} \lg t$)

создавшие современный рельеф Земли. Для такого времени (10^8 — 10^7 лет) исходным материалом для получения средних величин скорости и градиента скорости служат карты типа карты неотектоники СССР [500].

Для более коротких промежутков времени — от 1 миллиона до тысяч лет (10^6 — 10^3) средние значения максимального градиента скорости получают геоморфологическими методами [207, 503, 578].

Еще более короткие промежутки времени в тысячи, сотни и десятки лет (10^3 , 10^2 , 10^1 лет) осредняются на основе исторических и геодезических данных [440, 455].

Самое короткое время осреднения продолжительностью в единицы (10^0) лет используется при обработке наклономерных данных [525].

Каждая максимальная величина среднего градиента, полученная для конкретного района, нанесена на диаграмму (рис. 108) значком определенной формы, который сопровождается буквенным индексом, соответствующим району. Форма значка указывает максимальную интенсивность землетрясений, зарегистрированных в этом районе. Многие районы изображаются не одним, а несколькими значками, соответствующими разным участкам и методам измерения, а значит, и временам осреднения. Значки, показывающие одни и те же районы, соединены тонкими сплошными или прерывистыми линиями. Точки, отражающие результаты измерений в каком-либо одном районе, лежат на прямых или ломаных линиях. Наклон большинства этих линий отражает важнейшую общую закономерность уменьшения градиента по мере увеличения времени осреднения [193]. Физической причиной такого уменьшения служит неравномерность и даже переменность знака градиента с течением времени. Чем сильнее эта неравномерность градиента во времени, тем наклон линии больше.

При градиенте, равномерном во времени, точки должны ложиться на прямую, параллельную горизонтальной оси графика. Такая прямая получена для Северного Тянь-Шаня, где величина градиента, по Г. И. Рейснеру [578] и по данным ряда других исследователей, оказывается одинаковой, несмотря на различное время осреднения. Значит, тектонический процесс в общих чертах здесь устойчив во времени.

Наконец, отдельные отрезки ломаных линий (для некоторых районов значительные по длине и опирающиеся на многие точки) имеют противоположный наклон. Эти отклонения от общей нормы не являются случайными ошибками измерений. Они имеют определенный физический смысл. Формально читая график, мы скажем, что с уменьшением времени осреднения градиент падает. Однако сокращение времени осреднения происходит в связи с изменением методов измерения скорости и сопровождается переходом к промежуткам времени, все более близким к сегодняшнему дню. Значит, обратный наклон линий свидетельствует о замедлении во времени того процесса, который мы измеряем градиентом скорости движений. Фактически на Балтийском щите, где точки лежат на прямых с обратным наклоном, действительно устанавливается замедление тектонических движений в пределах последних 10 тыс. лет [820, 460, 503, 847, 830]. Та же закономерность характерна и для других областей недавнего покровного оледенения — Канадского щита [817] и Шпицбергена [256].

Таким образом, каждому району на нашем графике (рис. 108) должна соответствовать линия. Чем большим числом точек с разным временем осреднения эта линия обоснована, т. е. чем разнообразнее использованные методы, тем достовернее будет заключение о сейсмической опасности.

Две генеральные наклонные прямые (I и II) на диаграмме грубо разделяют точки районов с разной степенью сейсмической опасности. Верхняя наклонная прямая (II) ограничивает сверху районы с малой сейсмической опасностью (максимальная интенсивность землетрясений $I \leq 7$,

энергия $K \leq 12 \div 13$, магнитуда $M \leq 5$). Нижняя наклонная прямая (I) ограничивает снизу районы с большой сейсмической опасностью ($I \geq 8$, $K \geq 14$, $M \geq 5$). Соответственно все районы, точки которых находятся выше верхней прямой, имеют большую сейсмическую опасность; все районы, точки которых располагаются ниже нижней прямой, имеют малую сейсмическую опасность.

В промежутке между генеральными прямыми I и II находится поле неопределенности с точками районов переходного типа.

Однако пример Северного Тянь-Шаня с его 10-балльными землетрясениями показывает, что высокая опасность может иметь место в районах, линии которых лишь частично расположены выше генеральной прямой II .

Большой интерес представляет вопрос о градиенте скорости горизонтальных движений и его количественных соотношениях с градиентом скорости вертикальных движений. На нашей диаграмме нанесены последние данные для хорошо изученных районов с наибольшим проявлением несомненных горизонтальных движений. Точки, соответствующие Японии [843] и Калифорнии [752], легли вблизи генеральной прямой II , отчасти выше нее. Они оказались в середине поля точек для градиента скорости вертикальных движений.

Таким образом, есть основания думать, что градиент скорости горизонтальных движений (там, где они преобладают) соизмерим с градиентом скорости вертикальных движений (в местах господства последних) или выше его. Сейсмическая опасность районов Японии и Калифорнии, с преобладанием современных горизонтальных движений над вертикальными, весьма высока — больше 8 баллов. Это хорошо увязывается с расположением ряда точек на диаграмме выше генеральной прямой II .

Окончательная оценка опасности должна, конечно, выноситься по совокупности ряда сейсмологических и тектонических критериев; величина градиента скорости движений является среди них одним из важнейших.

По мере накопления новых измерений скорости и градиента скорости выведенные зависимости будут уточняться.

Логико-математическая формулировка результатов сопоставления

В результате сопоставления сформировалось четыре понятия:

1. Районы с малой максимальной величиной среднего градиента скорости ($|grad V|_m$) обозначаются G_p . В них

$$\lg |grad V|_m < -6 - \frac{2}{3} \lg t \quad (2)$$

где t — время осреднения в годах. Точки, соответствующие этим районам, лежат ниже генеральной прямой, записанной уравнением (2).

2. Районы с большой максимальной величиной среднего градиента скорости обозначаются G_g . В них

$$\lg |grad V|_m > -4 \frac{1}{2} - \frac{2}{3} \lg t \quad (3)$$

Точки, соответствующие этим районам, располагаются на графике выше генеральной прямой, записанной уравнением (3).

3. Районы с малой сейсмической опасностью (7 баллов и менее), получают символ S_p .

4. Районы с большой опасностью (8 баллов и более) имеют символ S_g .

В принципе понятия 1 и 2 несовместимы: каждый район обладает или малой, или большой величиной максимального градиента. Однако из-за неравномерности движений во времени и недостаточной их изученности

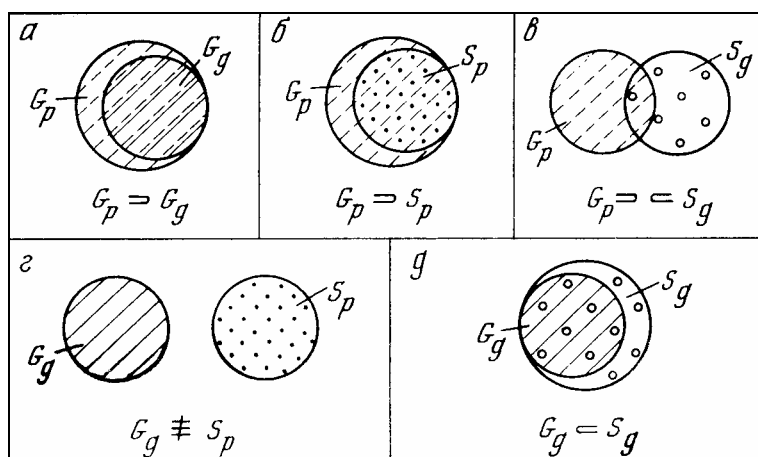


Рис. 109. Графическое изображение логических суждений о соотношениях между районами с малой G_p и большой G_g и величинами градиента скорости тектонических движений и малой S_p и большой S_g сейсмической опасностью

Схемы $a—g$ — соответствуют формулам (4)—(8) в тексте

нет уверенности в том, что в некоторых районах с малой величиной градиента G_p при продолжении исследований не могут быть зарегистрированы большие величины градиента G_g , связанные с локальными движениями. Вместе с тем в районах с большим градиентом G_g несомненно существуют участки с его малой величиной — G_p . Следовательно, районы распространения малого градиента шире и включают в себя (рис. 109, a) районы с большим градиентом, т. е.

$$G_p \supset G_g. \quad (4)$$

Соотношения между понятием 1 о районах с малым градиентом G_p и понятиями 3 и 4 о малой (S_p) и большой (S_g) сейсмической опасности записываются в виде

$$G_p \supset S_p; \quad (5)$$

$$G_p \supset S_g. \quad (6)$$

Это значит, что районы с малой опасностью являются лишь частью районов с малым градиентом (рис. 109, $б$). Некоторые районы с малым градиентом G_p могут оказаться районами с большой опасностью S_g ; это так называемое соотношение перекрещивания изображено на рис. 109, $в$.

Соотношения между понятием 2 о районах с большим градиентом G_g и понятиями 3 и 4 о малой и большой сейсмической опасности следует записать так:

$$G_g \not\supset S_p; \quad (7)$$

$$G_g \subset S_p. \quad (8)$$

Запись (7) говорит, что районы с большим градиентом не могут считаться районами малой опасности. Эти два понятия несовместимы (рис. 109, $г$). Однако формулой (8) сказано, что районы с большой величиной градиента еще не исчерпывают всех районов большой опасности. Понятие S_g более широкое, чем G_g , и включает в себя последнее полностью (рис. 109, $д$).

Формулы (4) — (8) представляют собой суждения, истинность которых должна быть оценена по какой-либо системе. Для оценки истин-

ности геолого-геофизических суждений чаще всего бывает удобна следующая пятизначная логическая система, предложенная М. В. Гзовским, где +2 — общепризнанное понятие; +1 — предположение, имеющее серьезное фактическое обоснование; 0 — интуитивная догадка, вытекающая из общих представлений автора; 1 — разумное предположение, которое фактами не подтверждается, а опровергается; 2 — абсурд, фактами опровергается.

Значение истинности суждений (4) — (8) по пятизначной логике мы считаем на сегодняшний день равным +1.

Пример использования результатов сопоставления

В качестве первого примера использования полученной диаграммы (см. рис. 108) приводится оценка сейсмической опасности в Афгано-Таджикской впадине в долине р. Пяндж, где проектируется строительство крупных гидроэлектростанций.

В результате наблюдений и обработки геоморфологических и тектонических данных для этого района получены средние величины градиента скорости для времени от $3 \cdot 10^3$ до $4 \cdot 10^7$ лет. Из шести нанесенных на график точек (АТ) лишь одна расположилась немного ниже генеральной прямой II. Остальные пять точек лежат значительно выше нее. Следовательно, в Афгано-Таджикской впадине, в ее наиболее деформируемых участках (где определялись максимальные величины градиента) сейсмическая опасность должна быть принята не менее 8 баллов.

Этот вывод исходит только из одного обсуждаемого признака — градиента скорости движений. Окончательная оценка сейсмической опасности может быть принята лишь по совокупности ряда сейсмологических и тектонофизических признаков. В данном случае для отдельных участков Афгано-Таджикской впадины в долине р. Пяндж она составляет от 8 до 9 баллов.

ВЫВОДЫ

1. В качестве количественных характеристик тектонических движений необходимо использовать не один, а два основных показателя — скорость движений и градиент скорости движений. Оба показателя должны рассматриваться отдельно для общих региональных движений и для локальных складчатых и разрывных структурных элементов различного масштаба. Имеющийся материал по современным движениям во многих случаях позволяет ввести такую дифференциацию, что резко повышает объективность и наглядность сравнения.

2. На платформах средние значения скорости современных региональных движений и скорости роста локальных структурных элементов дают один порядок величин — обычно первые мм в год. В геосинклинальных и активизированных областях на участках локальных структурных элементов скорости выше, чем региональные значения (в экстремальных случаях более чем на порядок). Скорости современных региональных движений в геосинклинальных и активизированных областях бывают соизмеримы с таковыми на платформах, местами превышая их на 0,5—1 порядок. Небольшое различие, возможно, связано с тем, что сейчас имеются данные лишь для некоторых районов геосинклинальных и активизированных областей, а именно для предгорных и горных средней высоты. Скорость современных движений локальных структурных элементов в областях активизации на 0,5—2 порядка выше, чем соответствующие значения на платформах.

3. Скорости молодых движений (последние 2000—5000 лет) показывают те же закономерности, что и скорости современных, однако их значения обычно на 0,5—1 порядок меньше. Исключение составляют области

недавнего покровного оледенения, которые следует рассматривать отдельно.

4. Опубликованные результаты измерений скорости тектонических движений позволяют вскрыть зависимость градиента скорости от продолжительности времени осреднения, а следовательно и от метода измерения. К районам с малой величиной максимального градиента скорости V следует относить те, для которых соотношение между величиной $|\text{grad}V|_m$ и длительностью времени осреднения удовлетворяет неравенству (2). Районами с большой величиной градиента предлагается считать те, для которых подходит неравенство (3).

5. Обработка опубликованных материалов приводит к предположению, что во всех районах с большой величиной градиента скорости движений (от современных до новейших) сейсмическая опасность велика: во многих местах 8 баллов и более, нигде не ниже 7 баллов. Среди районов с малой величиной градиента скорости движений возможно выделение территорий с малой сейсмической опасностью — 7 баллов и менее. Окончательная оценка опасности должна выноситься по совокупности ряда сейсмологических и тектонических критериев, причем учет величины градиента скорости является одним из важнейших.

6. В целях лаконичности и точности записи соотношений между движениями и сейсмичностью могут быть использованы формулы математической логики.

ГЛАВА 30

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНОФИЗИКА

Тектонофизика, с ее пока весьма приближенными, но уже количественными оценками деформаций и напряжений, должна помогать решению ряда проблем магматизма, наряду с исторической геотектоникой, которая описывает последовательное развитие тектонических движений.

Земная кора и подкорковая оболочка, как известно, находятся преимущественно в твердом состоянии. Это следует из того, что отдельные тектонические (структурно-фациальные) зоны, имеющие в геосинклинальных областях ширину от 10—20 до 100—200 км, обладают длительно проявляющимися индивидуальными особенностями движений [175, 535] совокупность которых противоречит предположению о единой жидкой магматической оболочке под земной корой. Повсеместное распространение в коре и в подкорковой оболочке поперечных сейсмических волн, а также высокие, мало изменяющиеся с глубиной значения модулей упругости среды, доказывают твердое состояние вещества вплоть до ядра, т. е. на глубину в 2900 км [428, 431, 605]. Значит, несмотря на происходящее в Земле увеличение температуры с глубиной, температура плавления вещества, вследствие повышения всестороннего давления в недрах, оказывается более высокой.

Известно, что при атмосферном давлении температура основных лав может опускаться до 900—800°, а кислых — до 700—600°. Обычно внутри Земли такая температура достигается лишь на глубинах 40—60 км. Всестороннее давление, достигающее здесь до 20 000 атм, делает температуру плавления вещества на этой глубине более высокой (рис. 110). При глубине более 50—60 км, особенно глубже 100 км, различие между температурой плавления и фактической температурой в недрах по расчетам Е. А. Любимовой невелико (меньше 200—300°С).

Данные исторической геотектоники показывают, что магма многократно появлялась под каждым участком поверхности Земли. В разных местах это бывало в разное время, но одновременно с определенными тектоническими движениями коры. Следовательно, на глубине происходило местное расплавление вещества, впоследствии затвердевшего. Причинами такого местного расплавления могут быть следующие.

Местный подъем температуры в недрах вплоть до температуры плавления вещества (показанный стрелкой с буквой T на рис. 110). Он может быть следствием различных процессов (экзотермических реакций, выделения тепла при интенсивных остаточных

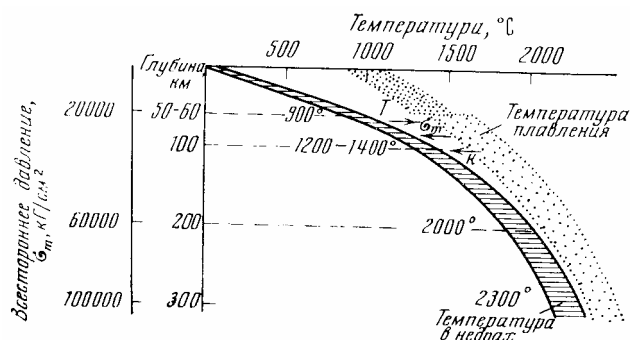


Рис. 110. Схема соотношений температуры плавления горных пород с температурой в недрах Земли (по материалам Е. А. Любимовой, Н. И. Хитарова и других исследователей)

деформациях, повышения концентрации радиоактивных элементов, приближения порций другого ранее возникшего расплава и т. д.), указывавшихся рядом исследователей.

Местное снижение всестороннего давления, приводящее к уменьшению температуры плавления вплоть до фактической температуры в недрах (показанное стрелкой с буквой σ_m на рис. 110). При обычных температурных условиях на глубине данная причина может вызвать плавление лишь ниже 50—60 км, так как только на данном уровне температура приближается к температуре плавления пород при атмосферном давлении. Значит, плавление за счет снижения всестороннего давления может ожидать главным образом в нижней (основной по составу) части земной коры и в подкоревой оболочке. На глубинах больше 50—60 км, как видно из рис. 110, для плавления вещества, по-видимому, достаточно снижения этой величины на несколько тысяч атмосфер (1 физ. *атм* = 1,033 техн. *атм* = 1,033 кг/см²). Наличие в ряде районов слоя с пониженной скоростью сейсмических волн на глубине 80—100 км [702, 795, 877], вероятно, является результатом местного плавления или предшествующего ему размягчения вещества на этих глубинах. Начиная с 500 км, температура плавления возрастает с глубиной сильнее, чем фактическая температура недр, и разность этих температур больше 200—300°, в нижней части оболочки она достигает 1000° [415]. Поэтому условия для магмообразования наиболее благоприятны в интервале глубин от 50 до 500 км.

Величину всестороннего давления (σ_m) при обычном для Земли неравенстве трех главных нормальных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) следует вычислять как среднюю по формуле

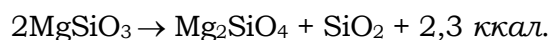
$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \quad (1)$$

Местное временное снижение всестороннего давления может ожидать

в связи с тектоническими деформациями и глубинными подкоровыми процессами.

Местное изменение вещественного состава недр, сопровождающееся снижением температуры плавления вплоть до фактической температуры (показанное стрелкой с буквой *K* на рис. 110). Современные представления о дифференциации твердого вещества Земли, происходящей на глубинах до 1000 км, являются обобщением многих геологических, геофизических и космогонических данных [37, 44, 46, 49, 50, 53, 419, 428, 507]. Факт постепенного увеличения числа и объема гранитных тел в земной коре с течением геологического времени показывает, что в кору из недр планеты поступают все новые и новые порции вещества (глубинных эманаций), главным образом кремнезема, соединений щелочных и других металлов, а также радиоактивных элементов, содержание которых в гранитах выше, чем в окружающих их породах.

Химический состав подкоровой оболочки считается приблизительно равным среднему составу каменных метеоритов, сходных с оболочкой по плотности (при учете существующего в недрах давления). Поэтому обычно предполагалось, что оболочка имеет ультраосновной состав и более чем на 30% состоит из кремнезема, легко освобождающегося из силикатов при различных химических реакциях, развитию которых могут способствовать изменения температуры [392, 428—431]. Для иллюстрации возможного характера реакций приводится пример воспроизводимых в лаборатории превращений;



При давлениях, соответствующих глубине менее 300 км, эта реакция должна происходить с увеличением объема, а при соответствующих глубине более 300 км — с уменьшением объема [428]. Вероятно, реакции протекают преимущественно на глубинах от 400 до 800 км, так как здесь температурные условия наименее устойчивы: выше происходит охлаждение, а глубже предполагается разогревание вещества с течением времени; этот переходный слой весьма медленно смещается внутрь Земли [415]. В данном интервале глубин происходит особенно быстрое увеличение скорости сейсмических волн — на 10% (слой Голицына), которое связывается с изменением химического состава оболочки, или же с полиморфными переходами вещества [428—431]. Реакции, которые могут вызываться здесь периодическими изменениями температуры, нельзя считать полностью обратимыми, поскольку часть освобождающегося при них кремнезема и других соединений успевает переместиться вверх из данной части оболочки.

Химические реакции сопровождаются выделением или поглощением тепла, изменениями объема и местным перетеканием материала, которые в совокупности вызывают деформации верхней части оболочки и земной коры, т. е. тектонические движения. Важно, что слой преимущественного развития химических реакций, приводящих к освобождению кремнезема и других глубинных эманаций, расположен на глубине 400—800 км, т. е. непосредственно ниже того интервала глубин (50—500 км), где геотермические условия наиболее благоприятны для магомобразования.

Любые модификации кремнезема, освобождающегося внутри подкоровой оболочки, отличаются от окружающей среды меньшей плотностью и обладают большей подвижностью (из-за меньшей температуры плавления).

Все это делает весьма правдоподобным представление о периодическом выносе из подкоровой оболочки в кору больших количеств кремнезема и геохимически связанных с ним соединений, включая соединения радиоактивных элементов.

Местное повышение концентрации радиоактивных элементов, вплоть до четырехкратного, по сравнению с окружающей средой (т. е. до собственного гранитам), вызывает локальное повышение температуры, снижающее вязкость среды, и облегчает дальнейшее всплывание рассеянных кислых масс. Добавление этих масс к ультраосновному веществу подкоровой оболочки и нижней части коры, несомненно, снижает его температуру плавления. На каждой глубине со свойственными ей температурой и давлением для плавления необходима определенная концентрация дополнительного кислого материала.

Независимо от причины плавления, многокомпонентная твердая система не сразу превращается в расплав тождественного химического состава. Известно, что полное расплавление требует значительного изменения условий, например подъема температуры на несколько сотен градусов выше той, при которой начинается плавление. Кроме того, необходимо сохранение более кислых эвтектических продуктов первоначального выплавления на месте их возникновения. В случае их выноса в новое место, как это обычно бывает в природе, в области плавления будет длительно «вырабатываться» расплав только эвтектического состава, существенно более кислый, по сравнению с расплавляемой многокомпонентной твердой системой [369, 493, 692]. Эта физико-химическая закономерность может объяснить, почему современные андезитовые лавы Камчатки извергаются из очагов, расположенных на глубине около 60 км среди гораздо более основных пород [237]. Вместе с тем становится понятным, что находящаяся недалеко от дна океанов подкоровая оболочка совершенно не обязательно должна иметь такой же химический состав, как и поступающие из нее базальтовые лавы. Скорее нужно думать, что она более основная, чем лавы, т. е. имеет ультраосновной состав. Поэтому автор не разделяет мнения об эвтектическом составе подкоровой оболочки и не видит противоречия между основным вулканизмом океанов и предположением ультраосновного состава подкоровой оболочки.

Используя совокупность данных о происходивших с течением времени изменениях температуры, всестороннего давления и вещественного состава недр, полученную различными полевыми и экспериментальными лабораторными методами петрологии, минералогии, геохимии, геотермики, геофизики и геотектоники, нужно пытаться выяснить конкретные причины возникновения магм, образовавших каждый из исследуемых в поле комплексов магматических горных пород.

Объемный вес расплава — магмы — много меньше, чем у твердой породы. Он близок к среднему объемному весу осадочных горных пород. Поэтому после возникновения магма перемещается вверх. По пути она реагирует с окружающими породами, отчасти ассимилирует их, смешивается с другими расплавами и постепенно кристаллизуется. Восстановление состава первоначально возникшей магмы иногда является сложной петрологической задачей.

Ниже нами затрагивается ряд вопросов, связанных с оценкой напряженного состояния недр по тектоническим данным. Основное внимание уделяется вопросу о том, является ли изменение всестороннего давления σ_m одной из причин возникновения магм различного состава.

Тектонические движения, деформации, разрывы и напряжения имеют большое значение в дальнейшем развитии уже существующей магмы, влияют на форму проявления магматизма на поверхности Земли и на формирование твердых геологических тел магматического происхождения. Однако все эти важные вопросы здесь не обсуждаются.

ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ ПО ТЕКТОНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В основу кладутся два положения, первое из них общее, второе — конкретизирующее.

1. Признается, что среди наблюдаемых тектонических движений поверхности Земли возможно выделение таких, которые позволяют судить о перемещениях вещества в нижней части коры и под нею. Эти движения отличаются тем, что в них принимают участие глубоко расположенные опорные поверхности — подошва осадочного покрова, граница Конрада (подошва гранитного слоя коры) или граница Мохоровичича (подошва коры). Они однозначно и одновременно проявляются на достаточно больших площадях, сопровождаются региональными аномалиями геофизических величин и могут быть выделены по ряду геологических признаков. Если рассматривать такие движения, то, опираясь на обычные физические представления, можно предположить наличие однозначной связи между величиной максимальных касательных напряжений τ_{\max} , действующих на определенной глубине (где возможно магмообразование), вязкостью вещества η_{III} на той же глубине при данных напряжениях и средней величиной градиента скорости таких тектонических движений на поверхности Земли $|\text{grad}V|_m$:

$$\tau_{\max} \approx \eta_{III} \Phi |\text{grad}V|_m \quad (2)$$

Кроме того, в приближенное выражение (2) вводится связывающий эти величины безразмерный коэффициент Φ , величина которого зависит от механизма и глубины деформации коры и подкоревой оболочки (см. гл. 22, 24, 28).

2. Предполагается, что земная кора деформируется вертикальными силами, возникающими вследствие подкорových физических и химических процессов. При указанном механизме деформации (поперечном изгибе), как показало изучение моделей [184, 187 и др.], снижение всестороннего давления σ_m происходит в тех же местах, где достигается наибольшая величина максимальных касательных напряжений, а именно — на крыльях поднятий и опусканий. В этих участках земной коры следует ожидать возрастания величины касательных напряжений с глубиной. Повышенные касательные напряжения действуют и на сводах поднятий, но на малой глубине их величина уменьшается. Поэтому для магмообразования за счет снижения всестороннего давления благоприятны крылья поднятий и опусканий. Места с повышенными значениями касательных напряжений являются также местами с наибольшей скоростью пластической деформации. Следовательно, в них энергия тектонических процессов в наибольшей мере переходит в тепловую и несколько поднимает температуру среды.

На моделях повышенные касательные напряжения возникают в крыльях поднятий и опусканий главным образом из-за значительного увеличения алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1 , направленных преимущественно по восстанию крыльев. Эти напряжения или остаются сжимающими (отрицательными), но сжатие при этом ослабевает, или же становятся растягивающими (положительными). Главное нормальное напряжение σ_3 , определяемое в основном весом вышележащих пород, мало изменяет свою величину. По сравнению с предшествовавшей деформацией, оно незначительно усиливается, и его направление несколько меняется. Среднее из главных нормальных напряжений σ_2 направлено вдоль простирания крыла поднятия или прогиба.

Для вычисления всестороннего давления σ_m согласно формуле (1) надо знать три величины — σ_1 , σ_2 , σ_3 ; легче всего определить σ_3 . Напряжение σ_1 , которое можно в начальной стадии деформации предположить

как сжимающим, так и растягивающим, непосредственно измерить очень трудно. Однако из известной формулы¹

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} \quad (3)$$

следует, что его удастся найти, зная σ_3 и величину касательных напряжений (которая выясняется благодаря соотношению (2) и путем испытаний моделей):

$$\sigma_1 = \sigma_3 - 2\tau_{\max}. \quad (4)$$

Наконец, величина σ_2 должна считаться реактивной и зависящей в основном от σ_3 и σ_1 . Наибольшее из сжимающих значений $\sigma_2 = \sigma_3$ вытекает из того, что при значительной деформации горных пород коэффициент Пуассона μ правильнее считать равным 0,5, а не получаемой по сейсмическим данным величине 0,3. Такое напряжение σ_2 должно быть перед началом тектонической деформации, когда

$$\sigma_m = \sigma_3 = \sigma_2 = \sigma_1. \quad (5)$$

При дальнейшем развитии деформации, которую нужно считать плоской, по мере ослабления сжатия в направлении σ_1 , должно уменьшаться сжатие и по направлению σ_2 . Это следует из обобщенного закона Гука для случая плоской деформации:

$$\sigma_2 = \mu(\sigma_1 + \sigma_3). \quad (6)$$

При достижении σ_1 положительного значения (растяжение), равного по абсолютной величине отрицательному значению σ_3 (сжатие), напряжение $\sigma_2 = 0$. В этом случае

$$|\tau_{\max}| = |\sigma_3| = |\sigma_1|. \quad (7)$$

При дальнейшем увеличении σ_1 напряжение σ_2 должно становиться растягивающим. Однако обсуждаемая ниже совокупность данных не позволяет считать реальным существование на глубинах магмообразования касательных напряжений, показанных в (7), так как они должны достигать нескольких десятков тысяч килограмм на 1 см^2 . Поэтому надо принять, что напряжение σ_2 всегда сжимающее и незначительно отличается от σ_3 :

$$0 > \sigma_2 > \sigma_3. \quad (8)$$

Принимая несколько завышенное значение $\sigma_2 = \sigma_3$ и помня о некоторой заниженности σ_3 (если оно вычисляется по одному лишь весу вышележащих пород), мы будем в дальнейшем получать, вероятно, довольно близкое к истинному значение всестороннего сжатия. Его можно найти по формуле (1), если в нее подставить (4) и при $\sigma_2 = \sigma_3$:

$$\sigma_m \approx \sigma_3 - \frac{2}{3}\tau_{\max}. \quad (9)$$

Это значение всестороннего сжатия во время тектонической деформации отличается от первоначального всестороннего сжатия на величину $\Delta\sigma_m$, получаемую вычитанием (9) из (5):

$$\Delta\sigma_m \approx \frac{2}{3}\tau_{\max}. \quad (10)$$

Таким образом, при деформации поперечного изгиба под действием вертикальных сил происходит снижение всестороннего сжатия на величину, близкую к величине максимальных касательных напряжений. Поскольку в (2) напряжение τ_{\max} выражено через средний градиент скорости тектонических движений верхней поверхности коры $|grad V|_m$, вяз-

¹ В формулах (3), (4) и (9) автор обозначает символами $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \sigma_m$ абсолютные значения нормальных напряжений.— *Прим. ред.*

кость среды η_{III} и коэффициент Φ , связанный с механизмом и глубиной деформации, можно через те же величины выразить и снижение всестороннего сжатия из (10). Так получается уравнение

$$\Delta\sigma_m \approx \frac{2}{3} \eta_{III} \Phi |grad V|_m, \quad (11)$$

которое позволяет по тектоническим данным судить об изменениях всестороннего давления на глубине в области магмообразования. Это тектонофизическое уравнение лежит в основе дальнейшего обсуждения физических условий образования различных магм.

Испытания моделей с соблюдением условий подобия показали, что при поперечном изгибе на глубине 50—100 км касательные напряжения могут достигать 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Значит, возможна приблизительно такая же величина снижения всестороннего сжатия.

Полевые геологические и сейсмические исследования качественно подтверждают, что наибольшие по величине касательные напряжения имеют место на крыльях поднятий и опусканий и распространяются на значительную глубину, так как именно здесь наиболее развиты крупные и глубокие разрывы и возникают многочисленные землетрясения. Количественное подтверждение того, что в местах образования разрывов на глубине действуют касательные напряжения в несколько (до десяти) тысяч килограмм на 1 см^2 нужно видеть в том, что в лабораторных экспериментах с образцами горных пород при всестороннем давлении от 10 000 до 50 000 *атм* (которые соответствуют глубинам от 20 до 200 км) прочности на скалывание составляют от 5000 до 10 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ [243].

Таким образом, местное снижение всестороннего сжатия на те несколько тысяч атмосфер, которые необходимы для плавления вещества на глубинах более 50 км, представляется вполне возможным под крыльями крупных поднятий и опусканий земной коры. Из формулы (11) следует, что геологическими признаками величины снижения всестороннего сжатия можно считать:

1) среднюю величину градиента скорости тектонических движений $|grad V|_m$, измеряемую различными методами [207];

2) вязкость оболочки η_{III} , геофизические методы измерения которой необходимо разработать;

3) механизм и глубину деформации, влияющие на величину коэффициента Φ .

Признавая для плавления необходимым снижение давления на несколько тысяч атмосфер, принимая вязкость оболочки от 10^{20} до 10^{22} *пз* и считая Φ около 10 (как было вычислено для моделей с известной вязкостью и измеренными градиентом скорости и величинами напряжений), легко установить по (11), что при плавлении оболочки градиент скорости должен быть порядка то 10^{-8} до 10^{-6} год^{-1} .

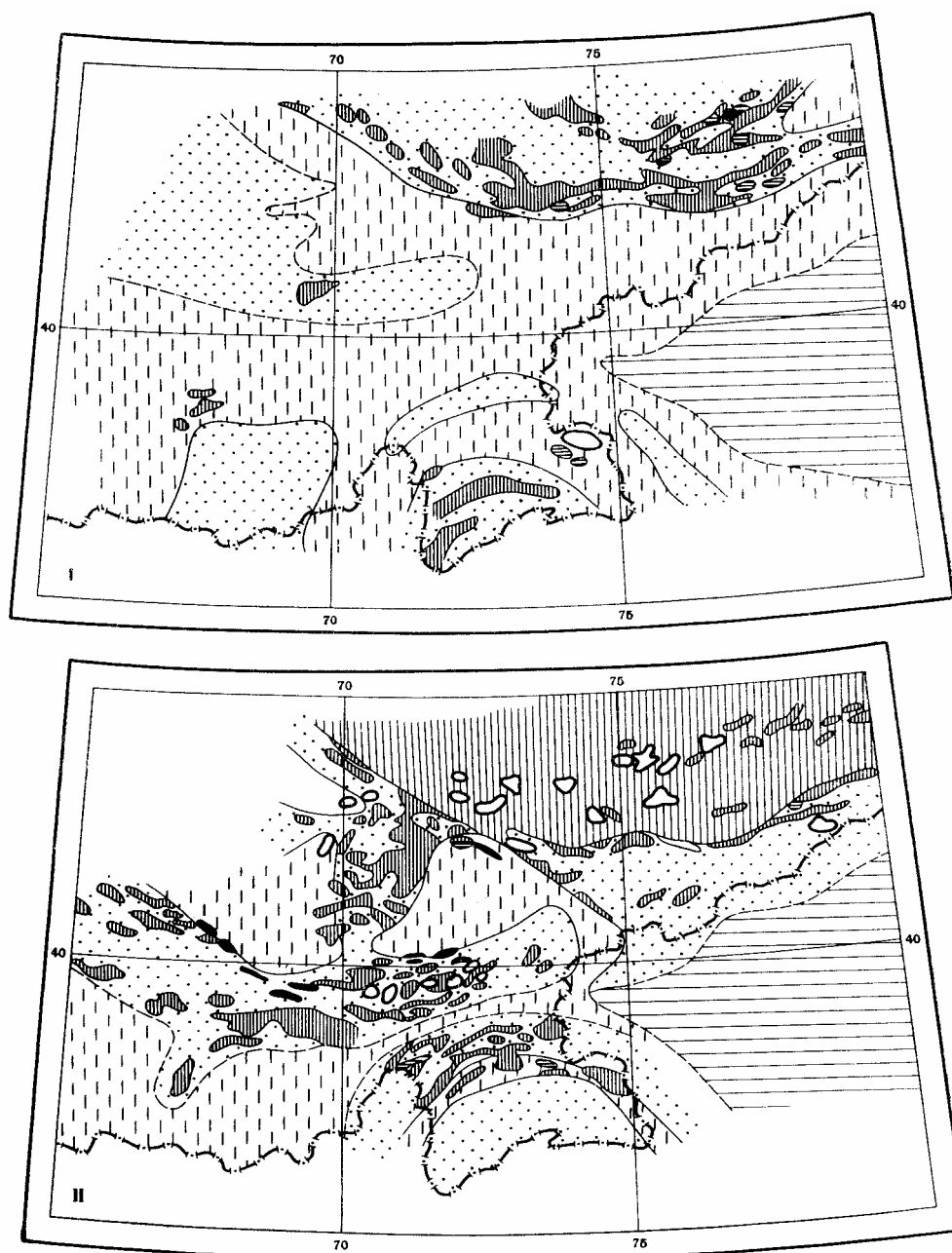
Рассмотрение средней величины градиента скорости в качестве одного из показателей условий магмообразования не отрицает, а развивает представления о влиянии разрывов на возникновение магмы. В каждом районе можно найти много разрывов, но не со всеми из них связана магма. Неразвивающиеся разрывы вскоре залечиваются и не способствуют возникновению магмы. Для отдельного разрыва его количественной оценкой, характеризующей условия магмообразования, является скорость изменения амплитуды. Ее можно вводить в (11) вместо градиента скорости (соответственно заменяя Φ на аналогичный ему коэффициент). Однако далеко не везде можно связывать магмообразование с одним определенным разрывом. Обычно геолог наблюдает или только предполагает совокупность многих разрывов, которую удобно называть глубинной зоной разрывов (а не глубинным разломом). Обобщающей характеристикой движения в глубинной зоне разрывов, которая отражает условия магмообразования, является средняя величина градиен-

та скорости тектонических движений. Она может определяться как при вертикальном, так и при горизонтальном или наклонном направлениях вектора скорости.

СОЧЕТАНИЕ МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Закономерности сочетания магматических проявлений с тектоническими движениями рассматривались многими исследователями, и теперь, можно внести лишь некоторые уточнения и дополнения.

Во время собственно геосинклинального развития коры до общей инверсии обычно извергаются большие объемы основных, изредка ультра-



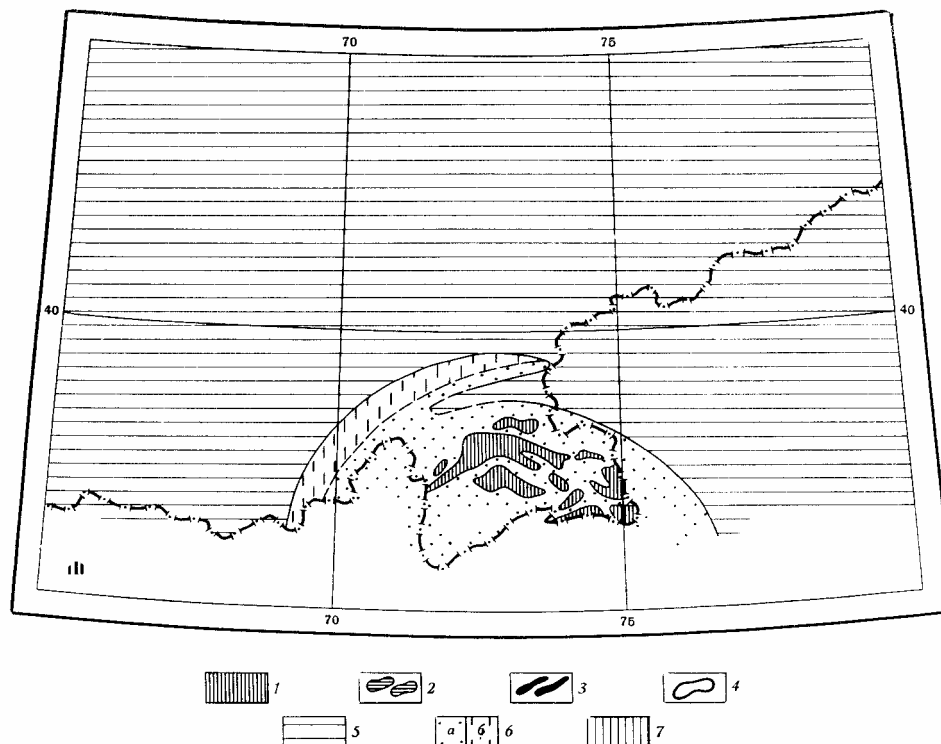


Рис. 111. Схема расположения интрузий в Средней Азии (по геологическим картам Средней Азии, сводкам В. И. Попова, В. Н. Крестникова и др.)

Интрузии: I — каледонские; II — герцинские; III — альпийские (включая мезозойские): 1 — кислые, 2 — основные, 3 — ультраосновные, 4 — щелочные (щелочные граниты, сиениты, щелочные габброиды). **Тектоническая зональность:** 5 — платформенная область; 6 — собственно геосинклиальная область (а — зоны поднятия конца соответствующего времени (каледонского, герцинского, мезозойского), б — зоны опускания того же времени); 7 — парагеосинклиальная область

основных щелочноземельных лав, кислые лавы имеют подчиненное значение и появляются во время и в местах кратковременных поднятий коры. Центры извержений располагаются преимущественно на краях геосинклиальных прогибов. Кроме лавовых покровов, формируются интрузии, главным образом типа даек, штоков и силлов. В середине тектонического цикла во время наибольших трансгрессий и накопления карбонатной формации, когда опускание интрагеосинклиналей и подъем интрагеоантиклиналей замедляется, магматизм замирает или полностью прекращается. После общей инверсии в сохранившихся или вновь образовавшихся прогибах снова происходят извержения и внедрения основной и отчасти ультраосновной магмы. По сравнению с доинверсионным периодом с течением времени большое значение приобретают средние и кислые магмы с последовательным увеличением количества кислых лав. В конце цикла они могут составлять до 50 и 100% от всех извергаемых лав [111, 349, 384, 493].

В послейверсионных поднятиях, обычно несколько позже главного складкообразования, появляются большие массы кислой гранитной магмы (рис. 111).

Поднятиям обращенного типа (возникшим в результате частной инверсии) свойственна нормальная щелочноземельная магма, тогда как в необращенных поднятиях на заключительных стадиях развития магма отличается повышенной щелочностью. Непосредственно перед формиро-

ванием крупных интрузий нередко внедряются небольшие порции основной магмы. После затвердевания гранитных батолитов происходит многократное образование мелких интрузий и большого количества даек часто отличающихся повышенной щелочностью и состоящих не только из кислых, но и из основных пород. В конце тектонического цикла на поднятиях появляются вулканы, извергающие кислые, средние и основные лавы.

На примере Кавказа было отмечено [532], что на протяжении нескольких циклов геосинклинального развития состав магм в общем изменялся в сторону повышения щелочности. Это можно констатировать и для Тянь-Шаня (рис. 111).

При последующем парагеосинклинальном развитии магматизм в общем проявляется слабее, чем при собственно геосинклинальном. Вероятно, поэтому прилежащие к платформам внешние части геосинклинальных областей отличаются от их внутренних частей меньшим развитием магматических образований. При развитии опусканий в начале цикла обычно в прогибах происходят излияния, главным образом основного состава. После общей инверсии преобладают кислые магмы, образующие внедрения в местах поднятия. Многие парагеосинклинальные прогибы не испытывают частые инверсии в полном объеме и, несмотря на временное слабое поднятие, не приобретают структуры антиклинориев. Поэтому образующиеся в них кислые интрузии, хотя и возникают совместно с поднятием коры, но наблюдаются теперь в прогибах. На примерах Северного Кавказа (альпийский этап) и Северного Тянь-Шаня (герцинский этап) можно иллюстрировать повышенную щелочность кислых и средних интрузий парагеосинклинальных зон (рис. 111). Большая щелочность герцинских парагеосинклинальных интрузий, по сравнению с каледонскими собственно геосинклинальными, была установлена в Центральном Казахстане [339].

Платформенное состояние земной коры еще реже сопровождается магматизмом, чем парагеосинклинальное. Однако в некоторые промежутки времени под платформенными прогибами появляются огромные количества основной магмы, которая образует штоки, силлы и покровы (Сибирская платформа). Пример Западной Европы в альпийском этапе показывает, что на платформе основная магма бывает также щелочной, кроме того извергаются и средние, реже кислые лавы с повышенной щелочностью (фонолиты, трахиты, риолиты). В некоторых частях Африканской и Сибирской платформ магма в течение длительного времени являлась щелочной ультраосновной [72, 100, 401, 703]. В пределах поднятий древних платформ установлены возникшие при платформенном развитии небольшие тела гранитов с повышенной щелочностью и сиенитов (Балтийский, Алданский щиты, Западная Африка). На большой площади в западной половине Африки встречаются альпийские фонолиты. Вместе со щелочными породами платформ распространены мелкие тела карбонатитов.

Вторичноподвижные области, включающие в себя регионы, находившиеся до этого как в платформенном (например, Саяны, Алтай, Тянь-Шань, Восточная Африка), так и в геосинклинальном состоянии (Памир, Гиндукуш), характеризуются большой неравномерностью магматизма. В Восточной Африке он проявился интенсивно главным образом в виде основных нормальных и щелочных излияний (базальтов), которые сопровождались и кислыми (риолиты), и средними с повышенной щелочностью (трахиты). На юге Сибири и в Центральной Азии магматизм, одновременный со вторичной подвижностью коры в олигоцен-четвертичное время, в общем проявлен слабо (базальты) и распространен на меньшей площади, по сравнению с предшествовавшим платформенным мезозойским магматизмом (также базальты). Наконец, Тянь-Шань и Памир поражают почти полным отсутствием проявлений магматизма олигоцен-

четвертичного возраста, несмотря на весьма высокую тектоническую подвижность этих районов в данное время.

Области с океаническим строением коры характеризуются весьма интенсивным магматизмом. На громадных площадях океанов широко распространены молодые, главным образом основные и отчасти средние лавы. Большинство островов и возвышенностей дна внутри океанов являются потухшими вулканами. Тихий океан окружен «огненным кольцом» действующих вулканов. Внутри Тихого океана, под которым земная кора наиболее тонка, лавы имеют основной состав, близкий к ультраосновному.

Соотношения между составом магм, свойственных различным тектоническим условиям, показаны на рис. 112. Они изображены в основном по петрохимической сводке А. Н. Заварицкого [301, 302] для большей части Земли, а также по данным ряда других исследователей [72, 219, 532, 621]. На рис. 112, *I* показано, что с переходом от геосинклинального к парагеосинклинальному состоянию коры магмы чаще становятся щелочными. Во время платформенного развития констатируются наиболее разнообразные магмы, включающие крайне щелочные от среднего до ультраосновного состава. На рис. 112, *II* видно, что вторичная активизация тектонических движений коры сопровождается местами (Восточная Африка) развитием более кислых магм, по сравнению со свойственными ее платформенному состоянию, и значительно более щелочными, чем в геосинклинальных областях. Из рис. 112, *III* следует, что развитие океанических впадин сопровождается уменьшением разнообразия магм, по сравнению с платформами и преимущественным распространением оливино-базальтовой магмы вместо толеитовой, господствующей на платформах.

РОЛЬ СНИЖЕНИЯ ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ РАЗЛИЧНЫХ МАГМ

Рассмотрим кислые расплавы, образующие батолиты в геосинклинальных областях. Поскольку известен ряд примеров появления больших масс кислой магмы без предшествовавших соизмеримых по объему излияний основного состава (герцинские батолиты Гиссарского и Чаткальского хребтов в Тянь-Шане), эти кислые магмы трудно считать продуктами дифференциации основной магмы. Представляется более правильным рассматривать их в качестве самостоятельных образований. Весьма важно, что эти магмы во многих районах проявлялись внутри широких необращенных поднятий — длительно поднимавшихся участков земной коры, которые не испытывали погружения перед магмообразованием (Таласское поднятие Северного Тянь-Шаня в герцинском этапе). Относительно этих мест невозможно думать, что опускание коры на большую глубину с высокой температурой приводит к расплавлению ее гранитного слоя.

Расположение многих кислых интрузий, особенно при их незначительном развитии на краях поднятий, где имеют место большие градиенты скорости тектонических движений (например, вдоль линии В. А. Николаева на Тянь-Шане), наводит на мысль о плавлении вследствие снижения всестороннего давления. Однако, признавая существенную роль этого фактора, его нельзя считать главным. Во-первых, потому, что гранитный слой залегает на глубинах меньше 50—40 км, тогда как плавление от снижения всестороннего давления в основном возможно ниже 50-60 км. Во-вторых, имеется много примеров расположения кислых интрузий во внутренних частях поднятий, около их осей, где значения градиента скорости минимальны.

Весьма важными представляются два факта. Один — это связь кислой магмы с местом и временем поднятия земной коры. Другой — значительное увеличение мощности земной коры под растущими поднятиями,

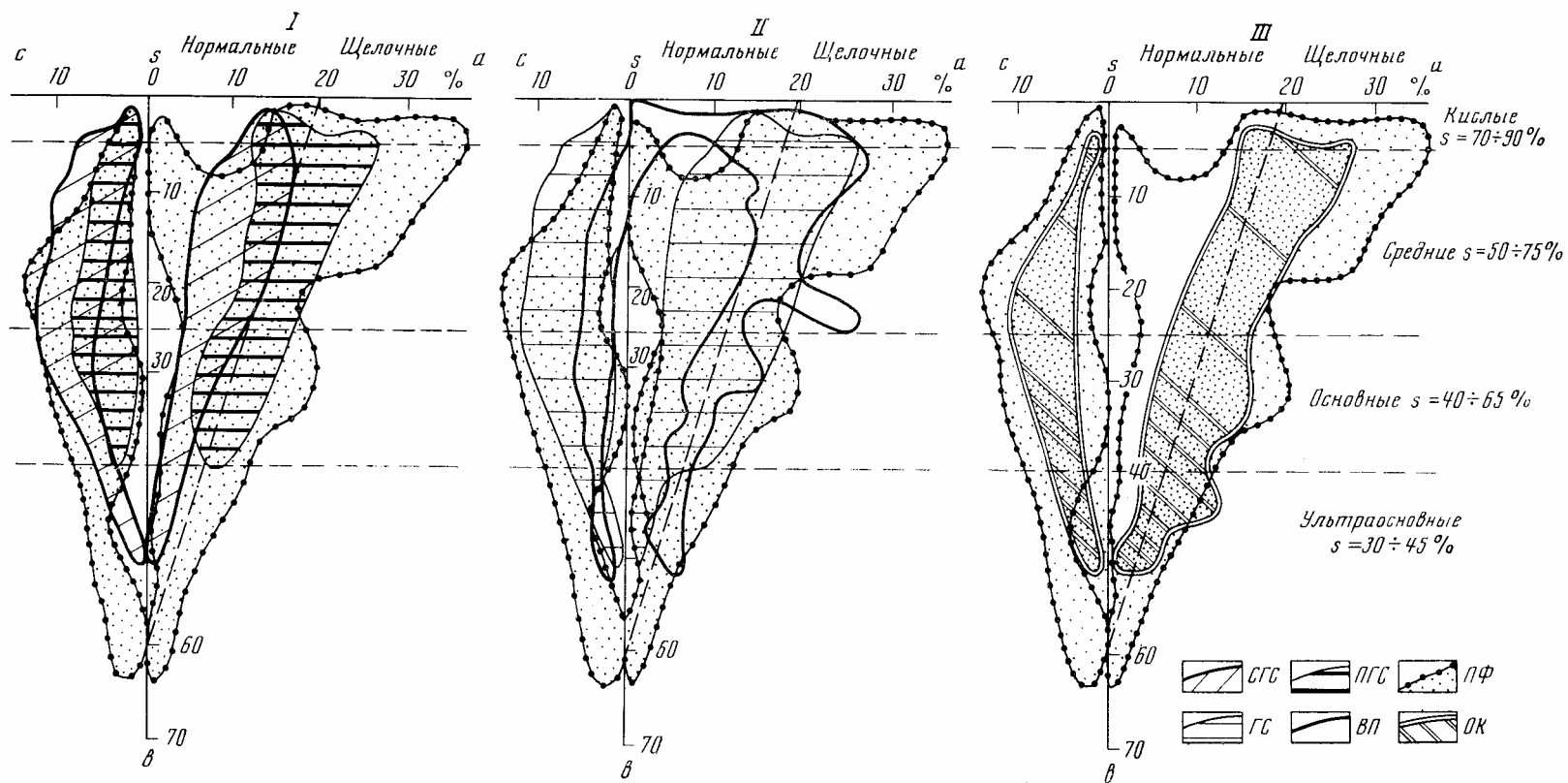


Рис. 112. Схема сопоставления химического состава магм с тектоникой. Участки диаграммы А. Н. Заварицкого, внутри которых расположены точки, характеризующие химический состав магматических горных пород

I – сопоставление собственно геосинклинальных (СГС), парагеосинклинальных (ПГС) и платформенных (ПФ) областей; II – сопоставление геосинклинальных (ГС), платформенных (ПФ) и вторичноподвижных (ВП) областей; III – сопоставление платформенных (ПФ) и океанических (ОК) областей. Сгущенными штриховками отмечены наиболее распространенные породы. Петрохимические параметры магматических горных пород (в молекулярных процентах) даны по А. Н. Заварицкому и характеризуют: *a* – щелочность алюмосиликатов, *b* – железомагнезиальность пород; *c* – анортитность полевых шпатов; *s* – кислотность (кремнеземность) пород

которое достоверно устанавливается в последние годы комплексом гравиметрических и сейсмических методов [168, 344, 345, 348, 428, 605, 635, 636, 796]. Это увеличение, как показывают примеры современных поднятий Средней Азии, может происходить без предшествующего поднятию опускания коры. Значит, часто привлекаемая схема образования выступа коры на глубину, в результате ее засасывания внутрь Земли [128, 683], не соответствует действительности. Идею местного утолщения коры в результате ее сжатия горизонтальными усилиями приходится также отклонять, потому что кора при таком механизме выпучивалась бы главным образом вверх, а не внутрь Земли. В природе кора сперва увеличивает свою мощность со стороны подошвы и лишь затем начинает подниматься, причем подъем ее верхней поверхности в несколько раз меньше приращения мощности на глубину, достигающего 20—30 км. Эти факты становятся понятными, если образование гранитной магмы считать следствием всплывания из недр подкоревой оболочки рассеянных порций глубинных эманаций, содержащих кремнезем, щелочные и другие металлы, а также радиоактивные элементы.

Примешиваясь к ультраосновному материалу верхней части оболочки, глубинные эманации превращают его в материал одинакового состава с нижней частью земной коры. Так достигается увеличение мощности коры и создаются условия для ее изостатического подъема. В местах с наибольшей скоростью деформации коры и оболочки возможно появление основной магмы.

В процессе дальнейшего подъема глубинных эманаций они, примешиваясь к основному материалу нижней части коры, могут доводить его состав до гранитного, при котором температура плавления снижается до фактической температуры в коре — тогда начинается плавление и появляется гранитная магма. Конвекционные потоки в крупных очагах жидкой магмы изменяют распределение температуры в коре и способствуют плавлению все более высоких ее частей. Крупные батолиты, типа Гиссарского и Чаткальского, формировались из отдельных меньших интрузий, постепенно разрастаясь на протяжении десятков миллионов лет (Гиссарский батолит — с нижнего карбона до верхней перми). Поэтому очевидно многократное поступление новых порций глубинных эманаций. Происходящее с течением времени увеличение щелочности интрузий, формирующих батолиты, можно рассматривать как признак изменения состава глубинных эманаций — их обогащение щелочами, по мере развития глубинных подкорových процессов. Другие причины повышения щелочности путем ассимиляции и дифференциации, вероятно, являются второстепенными, так как нарастание щелочности прослеживается на протяжении всего развития магматизма от собственно геосинклинального к парагеосинклинальному и затем платформенному (см. рис. 112).

Вокруг крупных, длительно существующих очагов магмы, нередко приближающихся к поверхности земли на единицы километров, температура коры существенно повышается и поэтому значительно облегчается магмообразование по всему разрезу коры за счет снижения всестороннего давления. По расчетам Е. А. Любимовой, значительный подъем температуры может происходить на расстоянии в несколько сотен и в первые тысячи метров вокруг интрузий. В силу неравномерности тектонических движений во времени, вблизи крупных очагов возможно многократное возникновение на различных глубинах мелких дополнительных очагов с магмой разного состава. Это обстоятельство, наряду с поступлением очередных порций глубинных эманаций и наступающей повторной дифференциацией магмы, может объяснить разнообразие состава жильных пород и последовательность их образования во времени с чередованием кислых и основных расплавов и гидротермальных растворов.

Другой важнейший тип магматизма геосинклинальных областей — образование мощных вулканогенных толщ в прогибах. Возникновение

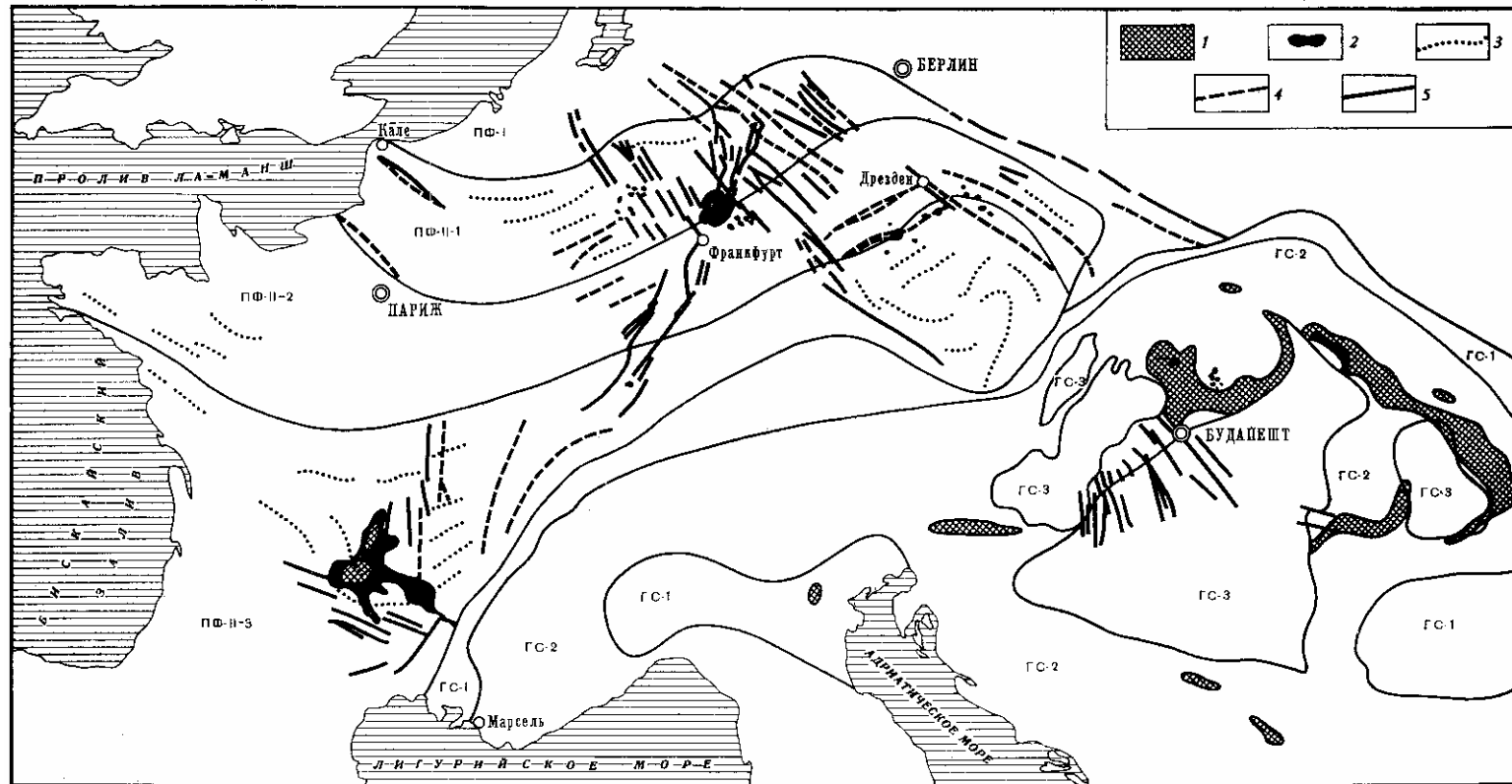


Рис. 113. Схема сопоставления альпийского вулканизма с тектоникой Центральной Европы

Третичные и четвертичные эффузивные породы: 1 – преимущественно кислого и среднего состава; 2 – преимущественно основного состава. **Простираения главных складок и разрывов:** 3 – в палеозойских образованиях; 4 – в мезозойских и кайнозойских образованиях; 5 – альпийские разрывы, несогласные с простираениями в палеозойском основании. **Тектоническая зональность.** Альпийская геосинклинальная область: ГС-1 – передовые прогибы; ГС-2 – мегаантиклинории; ГС-3 – впадины различного происхождения. Альпийская платформенная область: ПФ-1 – эпикаледонские и более древние части платформы; ПФ-II – эпигерцинские части платформы (ПФ-II-1 – Рено-Герцинский передовой прогиб, ПФ-II-2 – Саксо-Тюрингенский мегаантиклинорий, ПФ-II-3 – Молданубский срединный массив)

основной магмы в этих случаях бывает приурочено главным образом к краям прогибов, где градиент скорости наиболее велик. Обычно продолжительность магматизма близка к половине геологического периода (около 20 млн. лет), а увеличение мощности вулканогенной толщи составляет до 2 км на расстоянии 10 км вкрест простирания прогиба. Отсюда величина среднего градиента скорости вертикальных движений оказывается порядка 10^{-8} год⁻¹, т. е. вполне достаточной, исходя из приведенных выше расчетов, для плавления вследствие снижения всестороннего давления. По-видимому, чем больше градиент, тем глубже становится возможным плавление и тем полнее оно происходит. Этим можно объяснить, почему ультраосновные магмы появляются в местах перехода от наиболее интенсивно опускающихся прогибов к растущим поднятиям.

Прослой кислых вулканических продуктов, залегающие во многих вулканогенных толщах, возникали во время ослабления опускания прогибов. Они обычно связаны во времени с поднятием коры и появлялись при уменьшении градиента скорости движений. Следовательно, всестороннее давление во время их образования не было пониженным и не могло быть причиной формирования магмы. Вероятно, магма кислого и среднего состава появлялась главным образом благодаря подъему кислых глубинных эманаций. Из-за неравномерности тектонических процессов и чередования времени усиления поднятий и опусканий, поочередно и в силу разных причин образовывались то основные, то кислые магмы. По мере усиления поднятий к концу каждого тектонического этапа роль поднятий и связанных с ними кислых лав увеличивалась. Вместе с тем из-за повышения температуры увеличивался диапазон глубин плавления. Поэтому кислые, основные и ультраосновные лавы появлялись почти одновременно в одних и тех же местах (Присеванский прогиб Малого Кавказа в эоцене). Большое значение средних и кислых лав несомненно в вулканогенных толщах конца герцинского этапа в Средней Азии, где им принадлежит от 50 до 100% мощности разреза [111, 384] и в конце альпийского этапа излияния в Карпатах, где отчетливо выявлены различные тектонические условия излияния основных и кислых лав [434]. Несмотря на ведущую роль глубинных эманаций в образовании кислых магм, существенное значение имело при этом и снижение всестороннего давления, так как эти магмы в наибольшем количестве изливались в пределах краевых частей горных поднятий, в местах их перехода в межгорные прогибы. Западные и Восточные Карпаты прекрасно иллюстрируют это (рис. 113). По-видимому, во время увеличения градиента скорости за счет усиления роста поднятий образуются более кислые магмы, а при увеличении градиента за счет ускорения опускания прогибов возникают более основные магмы.

На платформенной стадии развития земной коры кислая и средняя магмы появляются внутри областей поднятия (Балтийский и Алданский щиты и др.), где далеко не всегда можно констатировать повышенные градиенты скорости тектонических движений. Поэтому фактор снижения всестороннего давления при магнообразовании можно считать лишь второстепенным. Повышенную щелочность нужно считать результатом общего изменения глубинных эманаций по мере геологического развития недр.

Основные магмы, наиболее широко распространенные на платформах, имеют отчетливое тяготение к зонам с большими градиентами скорости. Весьма показательны в этом отношении сибирские траппы. Как видно на последних геологических картах, они изливались в пределах структурных уступов, ограничивающих крупные опускавшиеся впадины. Время извержений траппов замечательно тем, что скорость опускания впадин была наибольшей за все геологическое время — в триасе она доходила до 45 и 50 м/млн. лет, тогда как в перми и карбоне была около

6 или 8 м/млн. лет; в девоне — до 8 м/млн. лет, в силуре — до 25 м/млн. лет, в ордовике — до 13 м/млн. лет. На месте Тунгусской впадины скорость опускания лишь в кембрии, возможно, доходила до 30 м/млн. лет. Однако в триасе ширина прогибов была заведомо меньше, чем в кембрии. Кроме того, области поднятия в триасе двигались быстрее, чем в кембрии. Поэтому несомненно, что в триасе во время траппового вулканизма градиент скорости в зонах извержений был более чем в 2 раза выше, чем в любое другое предшествовавшее время, начиная с кембрия. Значит, предположение о возникновении основной трапповой магмы в результате снижения всестороннего давления вполне допустимо.

Причины образования щелочной ультраосновной магмы кимберлитов требуют изучения. Однако уже сейчас можно заметить ее связь с ближайшими к поднятиям местами зон высоких градиентов скорости. Особенно большая глубина плавления, необходимая для появления этой магмы, могла быть вызвана сочетанием высокого градиента скорости с наличием слабого потока глубинных эманаций под платформенными поднятиями. Щелочность глубинных эманаций на платформенной стадии развития является причиной щелочности этих ультраосновных пород.

Приближенные оценки изменений всестороннего давления в недрах геосинклинальных и платформенных районов требуют учета не только градиента скорости тектонических движений, но и геологической истории. Примеры неогенового и четвертичного вулканизма Северного Кавказа и Западной Европы показывают, что магмы различного, в том числе и основного, состава могут возникать при сравнительно малых градиентах скорости, если они отмечаются в зонах, пересекающих поперек или наискось общую длительно проявлявшуюся тектоническую зональность (см. рис. 113). Это объясняется тем, что сопротивление среды таким деформациям значительно больше, чем при деформациях по обычным направлениям. Величина коэффициента вязкости η_{III} в уравнении (11) при наложенных деформациях по новым направлениям возрастает, благодаря чему при невысоком значении градиента скорости достигается необходимая для плавления величина произведения $\eta_{III}|gradV|_m$. Элемент несоответствия плана тектонических деформаций Сибирской платформы в триасе плану прежних деформаций [526] является еще одним фактором, благоприятствовавшим появлению трапов.

Представление о связи большинства основных магм со снижением всестороннего давления, а кислых — с глубинными эманациями, по-видимому, справедливо и для вторично подвижных областей.

Магматизм океанических областей, вероятно, вызван главным образом снижением всестороннего давления. Возможна также роль подъема температуры. Малая щелочность и повышенная основность магмы могут быть объяснены тем, что выплавление происходит здесь на новых больших глубинах, чем при предшествовавших геосинклинальных и платформенных движениях. Это подтверждается тем, что землетрясения, окружающие океаны, имеют очаги в пределах зон, уходящих на глубину до 700 км, тогда как все другие тектонические области имеют очаги землетрясений не глубже 300 км. Поверхности очагов землетрясений, окружающие океаны, наклонены под материка и на большой глубине располагаются как под геосинклиналями, так и под находящимися дальше от океана платформами. Поэтому надо согласиться с В.В. Белоусовым [49], что процессы, связанные с образованием океанических впадин, протекают на больших глубинах, по сравнению с процессами, вызывающими геосинклинальные и платформенные движения коры. Считая глубину, на которой развиваются процессы, неизмеримой с размерами создаваемых ими поднятий и опусканий на поверхности Земли, нужно полагать, что процессы, вызывающие опускание океанических

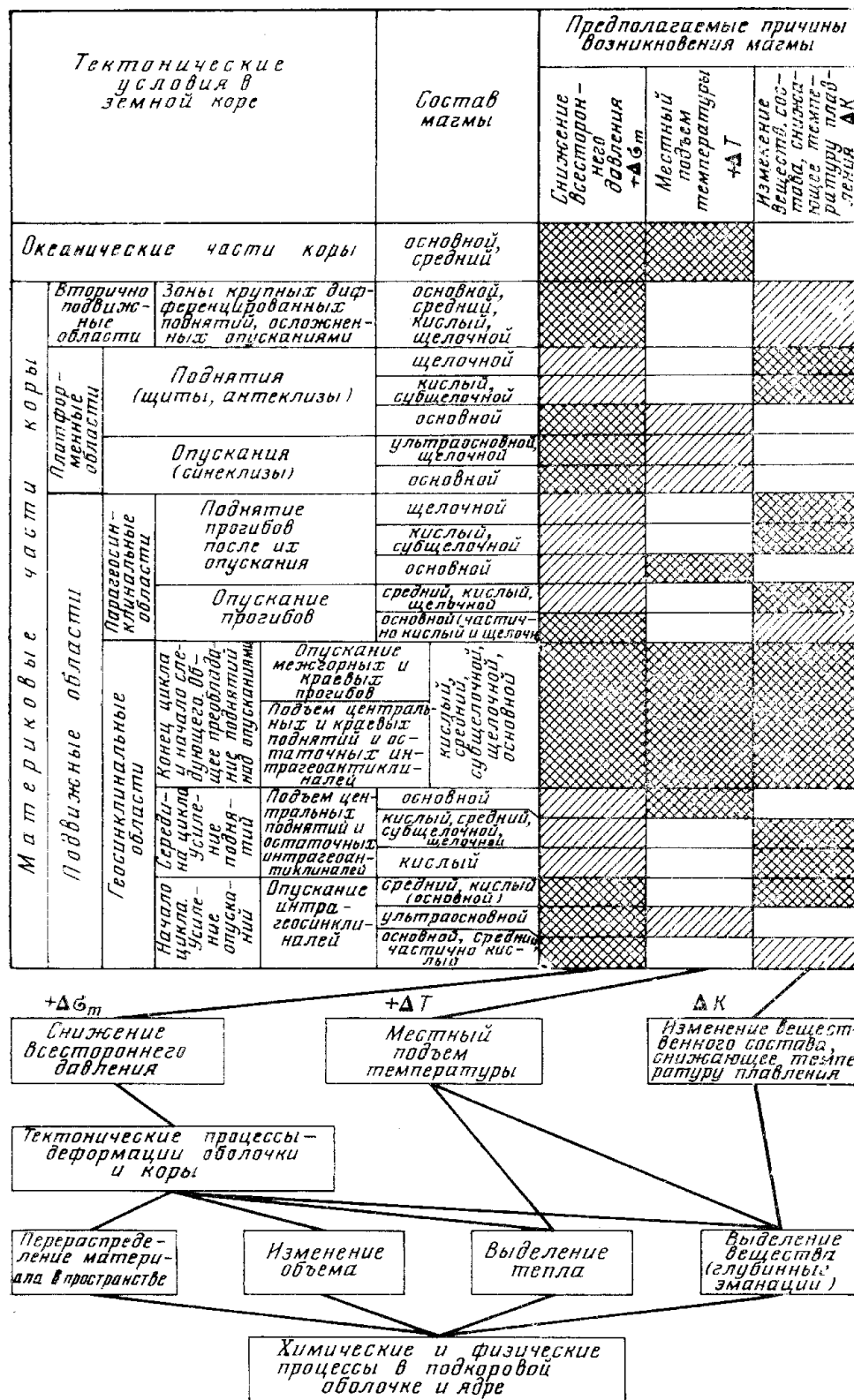


Рис. 114. Схема соотношений магматизма с тектоникой

Плотность штриховки пропорциональна значению причин магмообразования

впадин, происходят на глубине в тысячи километров, в нижней части подкоровой оболочки, и, может быть, захватывают верхнюю часть ядра. Используя результаты бурения в океанах, можно установить, что скорость опускания коры в них достигает 20 м/млн. лет. Распространение разрывов (фиксируемых сейсмическими методами) до глубин, вдвое больших по сравнению с любыми другими тектоническими областями, показывает, что около границ океанических впадин градиенты скорости тектонических движений исключительно велики, а снижение всестороннего давления распространяется наиболее глубоко. С этим и надо связать кольцо современного вулканизма, окружающее Тихий океан. Расположение вулканов с внешней стороны границ этой океанической впадины, возможно, вызвано тем, что магма, возникающая в зонах очагов землетрясений, наклоненных под материк, прорывается вверх благодаря малому объемному весу не по наклонным, а по наиболее крутым из разрывов, которые имеются в земной коре.

ВЫВОДЫ

Тектонофизическое уравнение (11) позволяет использовать тектонические данные для приближенной оценки той роли, которую играет снижение всестороннего давления в образовании различных магм. Для большинства основных магм оказалось возможным признать этот фактор в качестве главной причины их возникновения. При образовании большинства кислых магм этот фактор может иметь второстепенное значение. Предполагаемые сочетания причин образования магм, сопровождающих развитие различных тектонических зон, приведены на рис. 114.

Совокупность известных фактов о соотношениях между тектоническими движениями и проявлениями магматизма, приводит к отраженной на рис. 114 мысли о частом проявлении парагенетической связи тектонических движений с образованием магмы. Хотя в некоторых случаях образование и извержение магмы вызывают соответствующие поднятия и опускания верхней поверхности земной коры, все же большинство тектонических движений коры связано с более глубинными физическими и химическими процессами, происходящими в недрах подкоровой оболочки. Существование многих зон интенсивных тектонических движений, таких как современные Тянь-Шань и Альпы, не сопровождающихся новейшим вулканизмом, несмотря на наличие многочисленных разрывов, рассекающих всю земную кору насквозь, показывает, что интенсивные тектонические движения сами по себе могут происходить, не являясь ни следствием, ни причиной образования магмы. Для возникновения магмы требуется особый комплекс физических и химических условий, в котором тектонические движения играют роль весьма важного, но все же не всегда достаточного фактора.

Приведенное рассмотрение тектонических условий возникновения магм автор считает дискуссионным, содержащим лишь постановку многих вопросов. Главным из них является утверждение, что теперь не только можно, но и нужно в различных районах пытаться выяснять конкретные причины возникновения магмы, образовавшей каждый комплекс изверженных пород. Решение этого вопроса может быть достигнуто в итоге целеустремленных исследований, включающих комплекс вулканологических, петрологических, геофизических, тектонических и тектонофизических работ.

VI

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭНЕРГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ГЛАВА 31

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ С УЧЕТОМ ОСОБЕННОСТЕЙ ИХ СТРОЕНИЯ

Изучение закономерностей распределения напряжений в земной коре и мантии имеет большое значение при рассмотрении многих коренных теоретических проблем в науках о Земле и при решении важнейших вопросов горной и геологической практики. Оно необходимо для объяснения причин и механизма тектонических процессов, для определения почти неизученной еще энергии этих процессов; оно требуется для выяснения мест возникновения и силы будущих землетрясений; без него невозможно понять причины и механизм появления внутри Земли расплавленных масс горных пород (магм), вулканов и геологических тел разных форм, образующихся в результате затвердевания магматических расплавов внутри земной коры. Напряженным состоянием земной коры определяются химические превращения осадочных горных пород в метаморфические. Все эти тектонические, магматические и метаморфические явления оказывают огромное влияние на формирование месторождений полезных ископаемых: от них зависят время и место возникновения месторождений, его форма, химический состав полезного ископаемого и наиболее эффективные способы добычи [179].

Изучение напряженного состояния земной коры и находящейся под нею мантии стало развиваться лишь в последние десятилетия. Эти исследования чрезвычайно сложны и проводятся тектонофизиками, сейсмологами и специалистами по горному делу, использующими различные методы. Для постановки наблюдений в природных условиях большое значение имеет прогноз наиболее вероятных полей напряжений, основанный на математическом решении тектонофизических задач и на результатах моделирования напряжений, действующих в земной коре и под нею, в связи с современным и происходившим в геологическом прошлом развитием тектонических элементов земной коры. В силу чисто математических сложностей, решения ряда вопросов бывает легче достичь при помощи моделирования с применением поляризационно-оптического метода, а некоторые вопросы могут освещаться сейчас только путем моделирования. Вопросы, связанные с теорией и методами моделирования полей напряжений в земной коре, с использованием низкомолекулярных оптически-чувствительных упругих, вязкопластичных и вязких материалов, подробно освещены в работах М. В. Гзовского и Д. Н. Осокиной [179, 188, 195, 212, 214, 512-514, 517-518, 521].

В силу большой сложности расчетов и моделирования тектонических полей напряжений, до последнего времени решались относительно простые задачи по деформированию геологических тел простой формы, состоящих большей частью из однородной среды и не имеющих тектонических нарушений.

Решение упрощенных задач принесло значительную пользу, однако на следующем этапе необходимо внести в постановку задач ряд усложнений, которые вытекают из достоверно установленных специфических особенностей природных геологических тел и тектонических процессов. В настоящее время моделирование с использованием поляризационно-оптического метода позволяет приступить к решению новых типов тектонофизических задач, рассматриваемых ниже.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ОТ ГРАНИЦ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ С РАЗНЫМИ СВОЙСТВАМИ

С повышением детальности рассмотрения напряженного состояния земной коры недостаточно считать кору однородным слоем и приходится задаваться вопросом о зависимости поля напряжений от тех неоднородностей, которые достоверно устанавливаются методами геологии и геофизики.

Первым главнейшим проявлением неоднородности является слоистость коры, которая в крупных масштабах проявлена в виде трех почти горизонтально лежащих один над другим слоев: осадочного, гранитного, и базальтового. В этих названиях имеется значительная условность, так как каждый из слоев состоит из наборов различных горных пород. Плотности, скорости упругих волн, модули упругости и, вероятно, вязкости и прочности резко увеличиваются при переходе к каждому нижележащему слою. Внутри осадочного и гранитного слоев сильно развита различная слоистость более высоких порядков, могущая доходить до толщины в несколько мм (для осадочных пород и гранито-гнейсов). Различия в свойствах слоев бывают значительными. Эта мелкая внутренняя слоистость во многих местах не является горизонтальной и, образуя сложные по форме изгибы (складки), нередко имеет даже вертикальное залегание. Существует ли внутренняя многостепенная слоистость со сложными формами залегания в базальтовом слое — пока не установлено. Сейсморазведкой в нем отмечают лишь немногочисленные относительно крупные и пологозалегающие слои с незначительным различием свойств.

Вторым важнейшим проявлением неоднородности служат распространенные во всех слоях коры интрузивные тела самой различной формы, которые образовались в результате затвердевания некогда расплавленных пород. Эти включения выделяются повышенной однородностью свойств и гораздо более редким и слабым проявлением внутренней слоистости.

Третье не менее важное проявление неоднородности коры определяется ее глыбовым мозаичным строением. Оно возникает вследствие того, что в ходе тектонического деформирования земная кора рассекается многочисленными разрывами различных направлений, вдоль которых происходит относительное смещение соседних глыб. С течением времени происходит заполнение разрывов минеральными жилами и затвердевающими расплавами пород, в результате чего сплошность коры восстанавливается и физически разрыв перестает существовать, хотя в геологическом смысле он сохраняется и может служить поверхностью соприкосновения совершенно разных пород с сильно различающимися свойствами (например, рыхлые пески и влажные текучие глины можно встретить рядом с твердыми гранитами).

При физическом изучении тектонических процессов очень важно понимать, что тектонический разрыв, изображенный геологом на карте, может играть две совершенно различные роли:

1. Разрыв — это граница пород с более или менее разными, в некоторых случаях даже одинаковыми свойствами. При этом залеченный разрыв практически не влияет на напряжения, деформации и последующие разрывы.

2. Разрыв — это поверхность, на которой сплошность масс горных пород прерывается; это разрыв в точном физическом смысле слова. Влияние этих разрывов на развитие напряжений, деформаций и последующего разрушения пород бывает очень сильным, нередко определяющим главные черты этих явлений. Об изучении на моделях разрывов во второй роли будет сказано ниже.

Остановимся на задачах, в которых требуется установить, как граница, разделяющая породы с разными свойствами, может изменять распределение напряжений по сравнению с тем однородным полем, которое было бы при отсутствии этой границы. В качестве границы мы можем рассматривать и слоистость, и край интрузивного тела, и залеченный разрыв.

На моделях подлежит изучению влияние 1) направления границы по отношению к осям напряжений общего поля; 2) формы границы, которая может быть гладкой, кусочно-гладкой (ребристой), волнистой и т. п.; 3) степени связанности массивов, разделенных границей; 4) степени различия в свойствах материала по разные стороны от границы.

В лаборатории тектонофизики были проведены опыты на упругих и пластичных моделях с полого залегающими слоями и с гладкими границами, которые показали, что при развитии складок поперечного изгиба под действием вертикальных сил границы слоев вызывают существенные искажения поля напряжений (см. рис. 72, е). В. Д. Парфенов [529] провел поляризационно-оптическое изучение того, как граница, разделяющая массивы с различным модулем упругости, осложняет поле напряжений при деформации сдвигания. Д. Н. Осокина и А. А. Ломакин [524] наблюдали перераспределение напряжений в упругой модели, вызванное наличием границы двух участков, имеющих различные модули упругости (рис. 115). Плоская модель подвергалась продольному сжатию в направлении, перпендикулярном к границе раздела. При отсутствии различия в свойствах участков при таком нагружении в центральной части модели создается однородное напряженное состояние одноосного сжатия. Если же внутри модели проходит граница участков, материал которых заметно отличается по величине модулей упругости, то по обеим сторонам этой границы возникают параллельные ей зоны изменения величины касательных напряжений τ_{\max} . Вследствие равенства смещений на границе и поскольку поперечные деформации в этих двух материалах неодинаковы, в участке с низким модулем упругости возникает полоса понижения τ_{\max} , а в участке с высоким модулем — полоса повышения τ_{\max} . В первом случае материал оказывается сжатым в направлении, параллельном границе раздела, во втором случае растягивается в этом же направлении.

Дальнейшим развитием изучения роли границ должно явиться рассмотрение того, как различные сочетания границ, окружающих геоло-

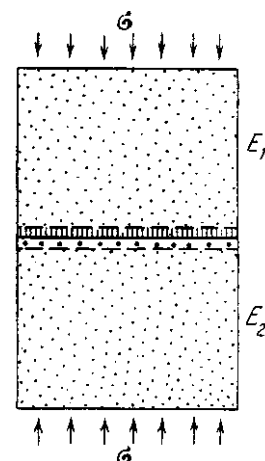


Рис. 115. Распределение напряжений τ_{\max} в упругой модели на границе раздела участков с разными модулями упругости ($E_1 > E_2$) (по Д.Н. Осокиной, М.В. Гзовскому, А.А. Ломакину)

Штриховками показаны интерференционные окраски в модели (см. динамооптическую таблицу на рис. 72).

гические тела той или иной формы (интрузивные массивы, глыбы, складки), влияют на поле напряжений. Первые эксперименты с моделями интрузивных тел некоторых форм, характерных для рудных районов Средней Азии, провел Ш. Д. Фатхулаев [668].

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ РАЗРЫВОВ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ¹

Нами рассматривалось тектоническое поле напряжений одного из часто встречающихся типов, создаваемое горизонтальными активными усилиями. Главные нормальные напряжения поля σ_3 и σ_1 , направлены горизонтально, а σ_2 — вертикально. В этих условиях возникают крутонаклонные разрывы, крылья которых смещаются горизонтально вдоль простирания поверхностей разрушения. Такое поле действовало в прошлом во многих районах: оно восстановлено для различных этапов палеозоя, мезозоя и кайнозоя в верхней части земной коры для отдельных участков Казахстана, Тянь-Шаня, Восточного Памира, Копетдага, Забайкалья, Урала и Донбасса [70, 88, 89, 138, 178, 195, 197, 530, 567, 670].

Модели изготавливались из гелей ацетата целлюлозы в бензиловом спирте — упругого низкокомодульного материала, разработанного в лаборатории тектонофизики [514, 517, 518]. Модели представляли собой прямоугольные пластины толщиной 4 см, длиной 47 см и шириной 29 см. При множителе подобия $C_l = 10^{-6}$ см они соответствуют всей земной коре, при $C_l = 10^{-5}$ они могут сопоставляться с участками осадочного покрова или верхней частью гранитного слоя. При $C_l = 10^{-4}$ модели представляют верхнюю часть земной коры на глубину всего 360 м. В моделях создавались узкие прорезы, имитирующие разрывы. Нагружение моделей осуществлялось путем горизонтального сжатия между двумя жесткими стальными упорами, перемещавшимися с помощью специального приспособления.

При указанном соотношении размеров модели и способе ее нагружения в средней части модели осуществляется практически плоское напряженное состояние; распределение напряжений в ней не должно зависеть от величины модуля упругости материала ².

Модели исследовались на специальной поляризационной установке, разработанной в лаборатории тектонофизики М. В. Гзовским, Д. Н. Осокиной и Д. А. Гусаком. Установка имела поляроиды диаметром 40 см и вертикально расположенную ось.

Изменения поля напряжений при возникновении нового разрыва

Величина и направление главных напряжений, как известно, определяют место возникновения, тип и направление разрыва. Но появление разрыва существенно изменяет первоначальные напряжения в его окрестностях. Сейсмологи используют различные гипотезы о величине снижения максимальных касательных напряжений τ_{\max} и размерах области, в которой оно происходит, так как зная эти величины, можно по энергии землетрясений вычислять напряжения в очаге. Специалистов по полезным ископаемым больше интересуют места увеличения напряжений τ_{\max} вокруг образовавшегося разрыва, так как в них вероятно об-

¹ Эта часть главы соответствует работам [213, 215]. Дальнейшее изучение влияния разрывов на поле напряжений отражено в [516, 519, 523, 694, 920]. Рассматривались особенности методики этих исследований, влияние ориентации разрыва и трения на его поверхностях, закономерности поворота осей главных напряжений вблизи разрыва [516, 523]; взаимодействие полей напряжений соседних разрывов [694]; распределение напряжений в моделях, имитирующих разрывную структуру отдельных районов [519, 694, 920]. — *Прим. ред.*

² За исключением малых зон, расположенных у концов разрезов. — *Прим. ред.*

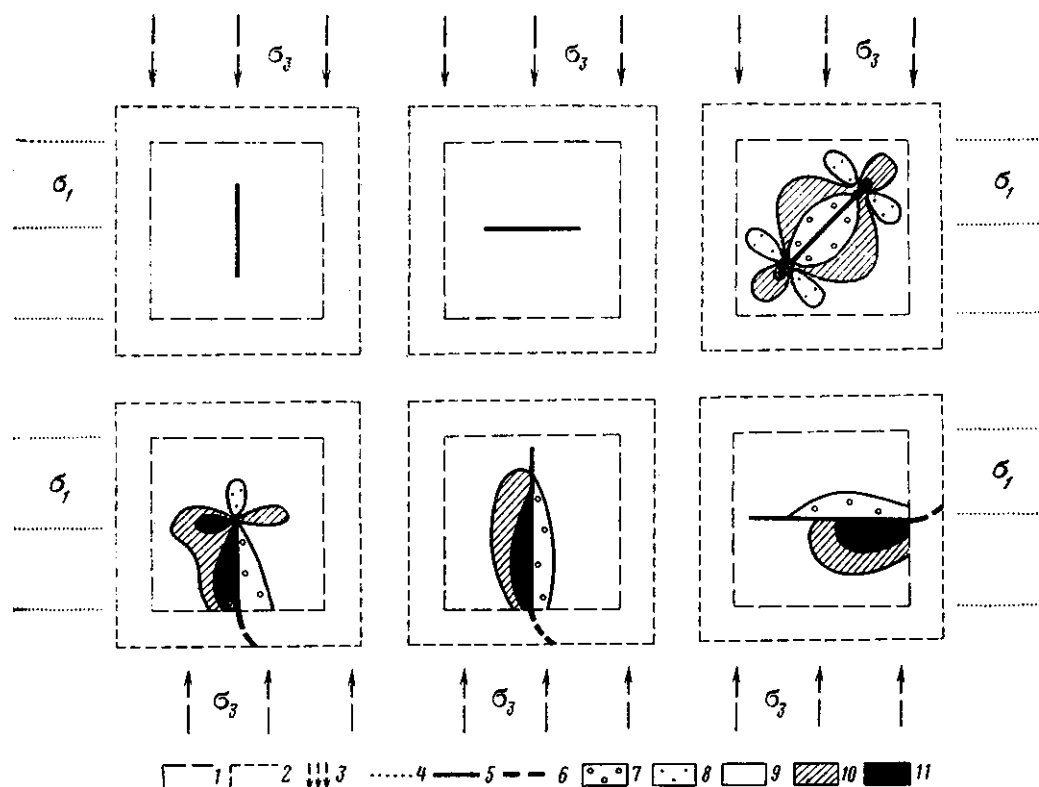


Рис. 116. Схемы влияния различно ориентированных древних плоских разрывов на распределение величины максимальных касательных напряжений τ_{\max} в модели

1 — граница изучаемого участка, в пределах которого известны форма, направление разрывов и распределение напряжений; 2 — границы области, окружающей этот участок, в пределах которой показано положение линии разрыва; 3, 4 — направления наибольшего σ_3 и наименьшего σ_1 сжатия модели; 5, 6 — линия разрыва в пределах и за пределами изучаемого участка; 7 — сильное снижение напряжений τ_{\max} (в среднем от 20 до 40%); 8 — слабое снижение τ_{\max} (до 20%); 9 — отсутствие изменений величины τ_{\max} ; 10 — слабое повышение τ_{\max} (до 15%); 11 — сильное повышение τ_{\max} (от 15 до 25%)

разование рудных минералов. Четких закономерностей расположения мест понижения и повышения напряжений полевыми исследованиями еще не установлено.

В связи с важностью этого вопроса была проведена большая серия экспериментов по выяснению характера перераспределения напряжений вокруг вновь образующегося разрыва. В упругих плоских моделях, находящихся в состоянии однородного одноосного сжатия, в направлении действия максимальных касательных напряжений τ_{\max} делались одиночные прорезы или их группы, воспроизводящие природные разрывы. Появление разрезов сильно изменяет поле напряжений в их окрестностях. Около простейшей по форме плоской прорези, моделирующей поверхность разрыва (рис. 116 и 131), четко выявляются места сильного снижения напряжений τ_{\max} вдоль средней части разрыва, а также слабого снижения вдоль линий, перпендикулярных концам разрыва. Вместе с тем происходит хорошо известное в технике увеличение τ_{\max} возле концов разрыва. Кроме того, более слабое увеличение τ_{\max} выявляется в двух дугообразных зонах, располагающихся на определенном расстоянии от средней части разрыва с двух его сторон и примыкающих к концам разрыва (боковые максимумы).

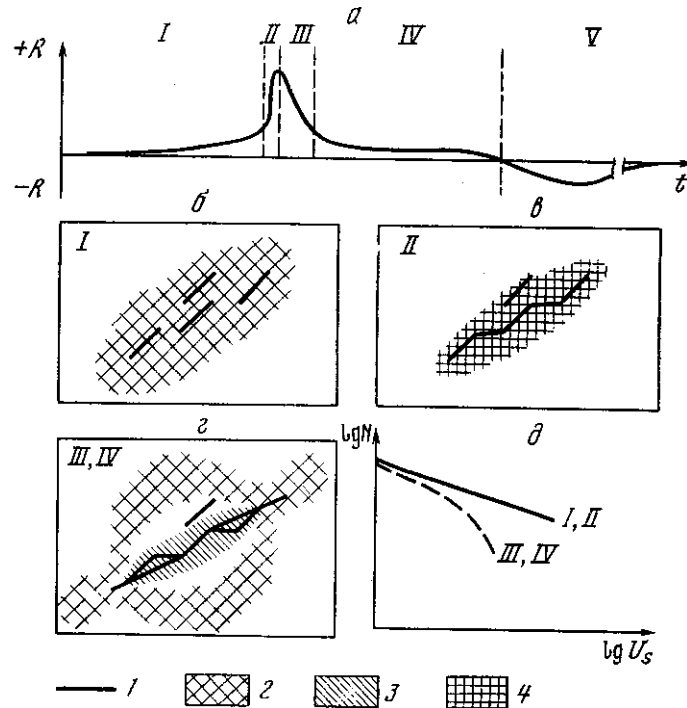


Рис. 117. Схемы стадий (I—V) развития разрыва и соответствующих каждой стадии сейсмических проявлений

a — кривая скорости изменения площади разрыва R во времени t ; $б$ — $в$ — I—IV стадии развития разрыва; $д$ — графики повторяемости землетрясений для двух районов, разрывы в которых проходят стадии I и II или стадии III и IV. N и U_s — число и энергия землетрясений. 1 — разрывы; 2 — участки возникновения многочисленных слабых и подготовки сильных землетрясений; 3 — участки возникновения многочисленных слабых землетрясений, на которых не ожидаются сильные землетрясения; 4 — участки большого выделения сейсмической энергии

Предварительные вычисления показали, что при таком перераспределении напряжений уменьшение общей потенциальной энергии упругой деформации в области, окружающей разрыв (в очаге землетрясения), составляет около 10% от ее первоначального значения.

Тектонофизическими исследованиями ранее было установлено, что в развитии тектонического разрыва необходимо различать пять (I—V) основных стадий (рис. 117, a) (см. [199] и гл. 35). Зная, как изменяется поле напряжений около плоского разрыва, возникающего вновь в направлении действия τ_{\max} , можно попытаться объяснить характер выделения сейсмической энергии из области, окружающей разрыв, на различных стадиях его развития. Это поясняет рис. 117.

Сперва в зоне будущего крупного разрыва появляются разбросанные мелкие трещины простой формы, сопровождающиеся редким выделением малых порций сейсмической энергии в виде редких и слабых толчков — форшоков (стадия I).

Затем происходит лавинообразное увеличение числа и размеров трещин и слияние части из них в единую сложную по форме поверхность крупного разрыва, появление которой сопровождается наибольшим выделением сейсмической энергии и приводит к сильному перераспределению напряжений в окружающем пространстве (стадия II).

Возникающие вследствие этого локальные повышения напряжений на концах разрыва и вдоль неровностей шва приводят к образованию новых не столь больших разрывов, освобождающих энергию для много-

численных повторных толчков (афтершоков) с постепенно ослабевающим выделением энергии (стадия *III*).

В дальнейшем смещение глыб, разделенных крупным разрывом, происходит без существенного сопротивления, из-за чего напряжения вдоль средней части шва остаются пониженными, однако продолжается разрушение отдельных небольших неровностей его шва; в итоге, в шве разрыва возникают лишь слабые землетрясения (стадия *IV*).

Наконец, при ослаблении или прекращении движения по разрыву может произойти залечивание его шва; сейсмические явления в шве разрыва при этом замирают (стадия *V*).

Можно ожидать, что на стадиях *III* и *IV* образование небольших новых разрывов, сопровождающееся афтершоками, должно наблюдаться не только в непосредственной близости к разрыву, но и в сравнительно удаленных от основного разрыва зонах, в которых, после его возникновения, напряжения τ_{\max} повысились — в зонах боковых и концевых максимумов (рис. 117, а). Более того, если в области, прилегающей к основному разрыву, вероятность нового сильного землетрясения невелика, так как среда там сильно нарушена, а участки повышения τ_{\max} на неровностях шва малы по объему, то в области концевых и боковых максимумов можно ожидать возникновения в дальнейшем нового большого разрыва и сильного землетрясения, так как здесь среда практически не нарушена и, кроме того, повышенные напряжения действуют в достаточно больших по объему участках. Таким образом, после возникновения основного разрыва эти последние области оказываются в стадии подготовки нового разрыва.

Необходимо подчеркнуть, что изложенная схема сейсмичности различных стадий разрыва относится к идеализированному частному случаю развития изолированного разрыва самой простой формы. Такая схема объясняет только отдельные элементы сейсмичности реальных районов, в которых может происходить одновременное развитие нескольких сложнопостроенных разрывов, проходящих различные стадии развития.

Изложенные представления о сейсмичности разрыва на различных стадиях его развития могут помочь определению одной из возможных причин неодинакового хода графиков повторяемости землетрясений в различных районах. Если район, для которого строится график повторяемости, совпадает с окрестностями разрыва, проходящего стадию *I* или *II*, то будет наблюдаться обычный прямолинейный ход этого графика. Если же район совпадает с окрестностями разрыва (или разрывов), проходящих стадию *III* или *IV*, то, несмотря на большую величину сейсмической активности A_{10} , сильные землетрясения наблюдаться не будут: график повторяемости отклонится вниз и прервется при невысоких значениях энергии (рис. 117, б) (см. гл. 35, стр. 474).

Дальнейшие задачи моделирования заключаются в изучении закономерностей расположения участков усиления и ослабления напряжений и соответствующих им особенностей проявления сейсмичности на каждой стадии развития разрывов, приобретающих ту или иную форму в условиях действия различных по типу исходных полей напряжений. При наличии растягивающих (положительных) напряжений, в формировании крупного сложнопостроенного разрыва могут принимать участие не только поверхности скалывания, но и отрывы, сильно отличающиеся по своей ориентировке в пространстве от сколов.

Интересно проследить на моделях за тем, как изменяется количество потенциальной энергии упругой деформации в зоне разрыва по мере его развития. Результаты таких исследований помогут решению обратной задачи: определению величины напряжений в зонах разрывов, из которых излучались зарегистрированные количества энергии сейсмических волн.

Влияние древних разрывов на молодое поле напряжений

Геологические разрывы, являющиеся разрывами и в физическом смысле, широко распространены повсюду. Их первоначальная форма и направление определялись полем напряжений, действовавшим во время их возникновения. Но с течением времени поля напряжений в земной коре изменяются. Сохранившиеся разрывы, созданные уже исчезнувшим полем, мы называем древними. Положение древних разрывов по отношению к главным направлениям более молодого поля напряжений может быть произвольным.

При детальном изучении природных разрывов на месторождениях полезных ископаемых, геофизических полигонах и участках крупного строительства устанавливается, что лишь небольшие разрывы и отдельные участки крупных разрывов имеют плоскую форму.

Обычно разрыв представляет собой сочетание сочленяющихся под разными углами прямолинейных и кривых отрезков. Характерные сочетания создают зигзагообразную, гирляндообразную и синусоидообразную форму линий разрывов на геологических картах. Поэтому изучение влияния древних разрывов на поле напряжений в модели начато нами для разрывов именно этой формы. Рассматривались три случая ориентации разрыва: а) поперек направления наибольшего сжатия модели σ_3 , б) под углом 45° к σ_3 и в) параллельно направлению σ_3 .

В этих экспериментах прорези, воспроизводящие древние разрывы, создавались в средней части ненагруженной модели. Затем модель подвергалась равномерному одноосному сжатию, и регистрировались искажения поля напряжений, вызванные существованием древних разрывов.

На многочисленных моделях, исследовавшихся в лаборатории тектонофизики, установлены следующие закономерности:

1. Плоские на всем протяжении разрывы, параллельные и перпендикулярные к направлению σ_3 , не изменяют однородного поля напряжений (см. рис. 116, а, б).

2. Плоские на всем протяжении разрывы, направленные под углом 45° к σ_3 , изменяют поле напряжений, так же как разрывы, образующиеся вновь в направлении действия τ_{\max} (см. рис. 116, в и рис. 131).

3. Дугообразные разрывы, параллельные и перпендикулярные к направлению σ_3 , вызывают следующие искажения однородного поля: а) сильное уменьшение напряжений τ_{\max} возле вогнутой стороны средней части разрыва; б) слабое уменьшение τ_{\max} в небольших участках по бокам от концов разрыва; в) сильное увеличение τ_{\max} около концов разрыва и (в отличие от плоского разрыва) вдоль средней части разрыва около его выпуклой стороны; г) слабое увеличение τ_{\max} в двух сложных по форме зонах, тянущихся на некотором расстоянии с двух сторон вдоль разрыва (рис. 118).

4. Дугообразные разрывы, тянущиеся в общем наискось (под углом 45°) к направлению σ_3 , искажают поле сходным образом с теми же разрывами, параллельными или перпендикулярными к σ_3 . Однако в этом случае напряжения около средней части разрыва понижаются по обе стороны от него, а не только с вогнутой стороны (см. рис. 117).

5. Построенные из дуг синусоидообразные и гирляндообразные разрывы вызывают искажения поля напряжений, сохраняющие все основные особенности, отмеченные выше для искажения поля около элементарного дугообразного разрыва (рис. 119).

6. Зигзагообразные разрывы, которые в целом параллельны или перпендикулярны к направлению σ_3 , состоят из отдельных отрезков, идущих наискось к σ_3 . Поэтому вдоль отдельных отрезков τ_{\max} сильно снижаются, а на продолжении каждого отрезка сильно повышаются и создают бантообразный максимум напряжений с выпуклой стороны изги-

ба разрыва. С двух сторон параллельно разрыву тянутся полосы слабого увеличения τ_{\max} , форма которых зависит от того, параллелен или перпендикулярен разрыв в целом направлению σ_3 (рис. 120, а).

7. Зигзагообразные разрывы, тянущиеся в общем наискось к направлению σ_3 , приводят к нескольким вариантам искажения поля, зависящим от ориентации отдельных отрезков относительно σ_3 . Понять получающиеся соотношения можно лишь с учетом рассматриваемых ниже особых закономерностей (рис. 120, б).

Во всех случаях различных по форме разрывов преимущественно проявляются следующие наиболее общие главные закономерности: 1) сильное увеличение τ_{\max} у концов разрывов, с выпуклой стороны дуг и с внешней стороны углов; 2) слабое увеличение τ_{\max} в сложных по форме полосах вдали от разрыва с двух сторон от него; 3) наибольшее уменьшение τ_{\max} вдоль средних частей прямолинейных отрезков и с вогнутой стороны дуг.

Однако эти главные закономерности проявляются в чистом виде лишь для простых однообразно построенных разрывов, целиком находящихся в пределах рассматриваемой области. При сложной форме разрыва, состоящего из разных по величине и направлению отрезков с различной кривизной, распределение напряжений около каждого участка разрыва зависит от формы и направления (относительно σ_3) не только этого участка, но и соседних с ним частей разрыва. Выявляемые при этом соотношения названы нами особыми закономерностями.

Примеры влияния соседних участков на распределение τ_{\max} около прямолинейного участка разрыва приведены на рис. 116.

Из рис. 116 следует, что прямолинейные отрезки разрыва, параллельные и перпендикулярные направлению σ_3 , могут сильно искажать поле напряжений, если сразу за границей рассматриваемого участка линия разрыва искривляется. При малой длине конечного прямолинейного отрезка на продолжающей его линии происходит ослабление напряжений τ_{\max} , а поперек конца разрыва тянутся зоны повышения τ_{\max} . Однако при достаточно длинном конечном отрезке влияние искривления разрыва, лежащего во внешнем квадрате, уже не сказывается. Вдоль прямолинейной части разрыва во внутреннем квадрате наблюдаются с одной

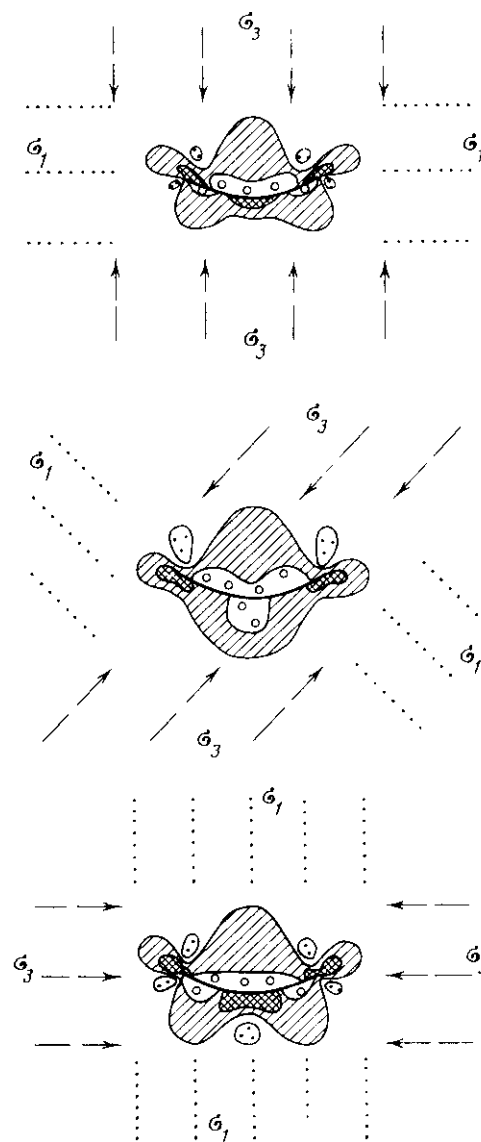


Рис. 118. Схемы влияния различно ориентированного дугообразного древнего разрыва на распределение величины τ_{\max} в модели

Условные обозначения те же, что и на рис. 116

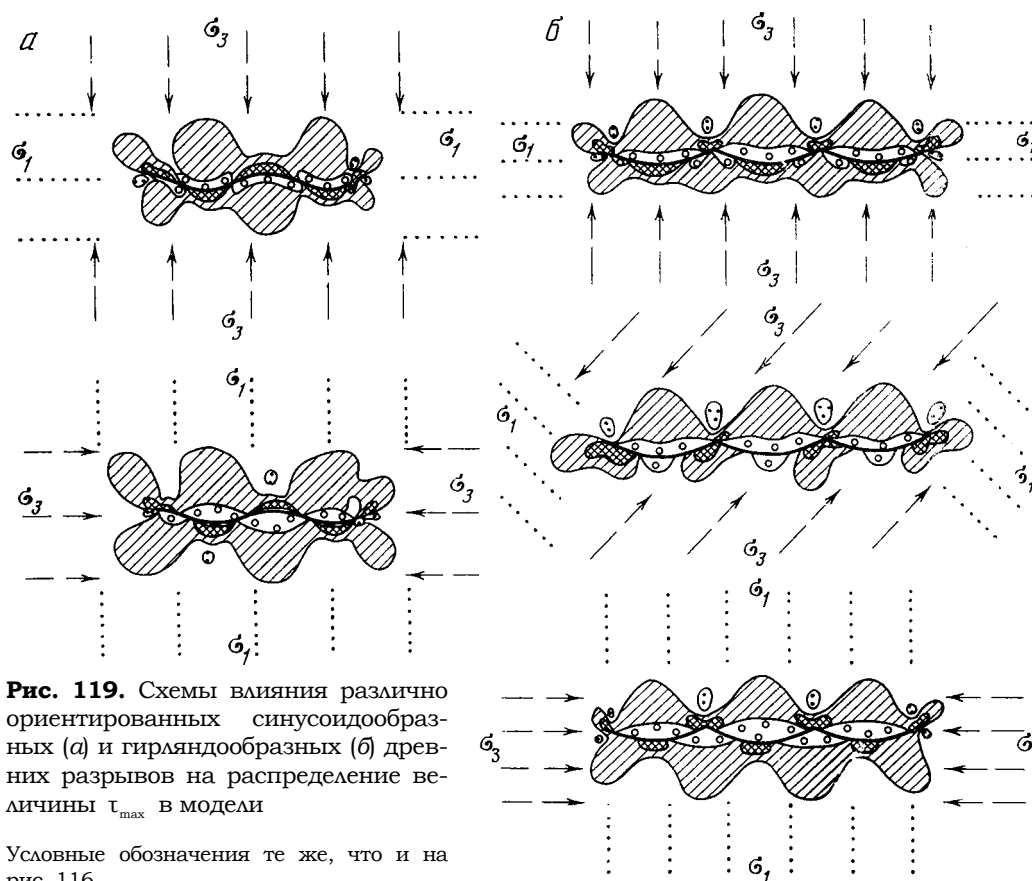


Рис. 119. Схемы влияния различно ориентированных синусоидобразных (а) и гирляндообразных (б) древних разрывов на распределение величины τ_{\max} в модели

Условные обозначения те же, что и на рис. 116

стороны от него усиление, а с другой, наоборот, ослабление τ_{\max} . Примером влияния соседних участков на распределение τ_{\max} около непрямолинейного участка разрыва может служить форма области сильного повышения τ_{\max} около выпуклой стороны дугообразного участка разрыва в случае простирания разрыва параллельно направлению σ_3 . Для одиночной дуги, синусоидобразного и гирляндообразного разрывов форма этой области заметно отличается, хотя сам дугообразный участок остается неизменным (см. рис. 118 и 119, а, б). Таким образом, несомненно большое влияние на поле напряжений направления рассматриваемого отрезка разрыва, его формы, а также формы и направлений соседних отрезков. В дальнейшем следует, помимо продолжения этих исследований, выяснить влияние вида исходного напряженного состояния, а также роль механических свойств материала моделей.

Представляет значительный интерес изучение искажающего влияния на поле напряжений не только отдельных разрывов той или иной формы, но и систем таких разрывов, образующих ряд своеобразных мозаичных рисунков на геологических картах. Пример такого исследования приведен ниже на рис. 143.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СООТНОШЕНИЙ МЕЖДУ ДВИЖЕНИЯМИ ВЕРХНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ НАПРЯЖЕНИЙ НА ГЛУБИНЕ

На верхней свободной поверхности земной коры (часто называемой дневной поверхностью) проводится много различных геологических, геофизических и геодезических измерений, которые повсеместно указы-

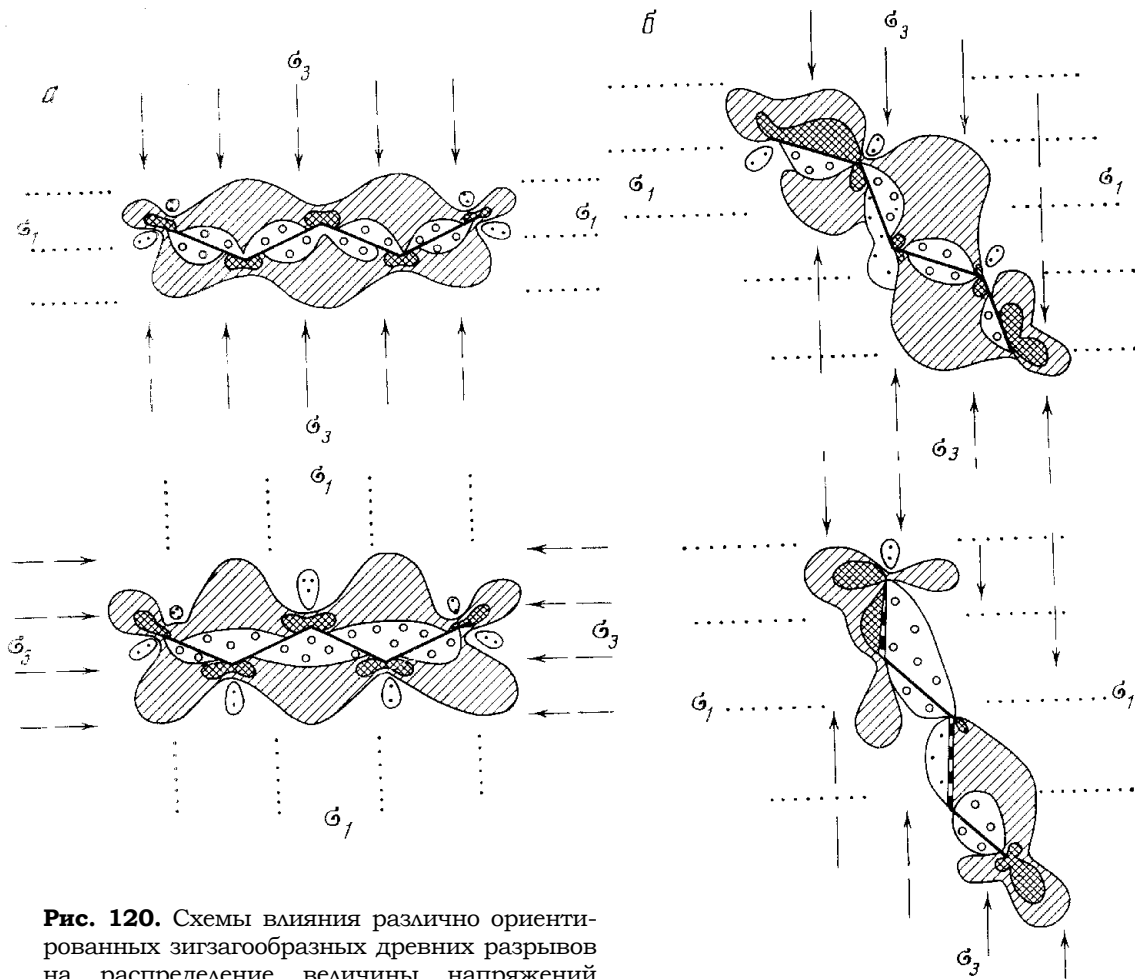


Рис. 120. Схемы влияния различно ориентированных зигзагообразных древних разрывов на распределение величины напряжений σ_{\max} в модели

Условные обозначения те же, что и на рис. 116

вают на происходящие сейчас вертикальные и горизонтальные движения земной коры. Скорость этих движений сильно изменяется по направлению и величине. В наименее подвижных районах (как, например, в Москве, Ленинграде, Таллине, Риге) скорость не превышает первых миллиметров в год. В наиболее подвижных горных районах Скандинавии, Кавказа, Средней Азии, Сибири и др. скорость достигает до нескольких сантиметров в год и в редких случаях может приближаться к 10 см в год. Известны и большие скорости, до 40 см в год, которые вызываются извлечением из недр воды, нефти и других полезных ископаемых. Последние движения, не являющиеся тектоническими, нами не рассматриваются.

Весьма важными характеристиками тектонических движений являются не только их скорости, как таковые, но и изменения скорости в пространстве (градиент скорости) и ее изменения с течением времени [210]. Величины этих двух производных скорости принято использовать для разделения территории на участки различной сейсмической опасности, для установления наибольшей ожидаемой в будущем силы землетрясений в определенных интересующих нас пунктах, а также для прогноза времени возникновения очередного землетрясения.

Задача моделирования состоит в том, чтобы помочь увязать особенности движений верхней свободной поверхности пласта (эквивалентно-

го осадочным породам или всей земной коре) с распределением напряжений внутри пласта. В зависимости от характера геологической задачи и длительности движений поверхности, пласт может моделироваться или упругим, или пластичным оптически активным материалом.

С точки зрения теории задача нахождения напряжений и деформаций в слое по известным движениям его поверхности не может быть решена, пока не будут заданы полная система граничных условий и сведения о механических свойствах слоя. Однако на практике геологи и геофизики постоянно бывают вынуждены высказывать суждения о напряженном состоянии глубин, опираясь на наблюдения за движениями дневной поверхности. Моделирование должно помочь сделать эти суждения более достоверными.

Для этого в дополнение к данным о движениях поверхности необходимо выяснить основные черты строения моделируемого участка земной коры и принять определенные представления о том, по какой схеме происходит деформирование этого участка. Эта схема должна включать недостающие граничные условия, содержать представление о распределении внешних сил и о механических свойствах масс горных пород, слагающих этот участок.

В результате полевых тектонофизических исследований с привлечением геофизических данных (гравиметрических, сейсмических и др.) выяснено существование ряда схем (механизмов) деформирования земной коры, происходящего в различных районах и относящихся в каждом из них к определенному промежутку геологического времени. Многие схемы вполне достоверны. Таков, например, поперечный изгиб горизонтально лежащего пласта под действием вертикального перемещения на ограниченном участке его основания. Достоверны схемы различных видов деформирования такого же пласта под действием продольных к нему сжимающих сил. Некоторые схемы являются гипотетическими, несмотря на то, что среди них есть и такие, которыми пытаются охарактеризовать явления глобального масштаба.

При моделировании важно по совокупности имеющихся геологических и геофизических данных прежде всего выбрать определенную схему деформации и принять соответствующие рассматриваемому случаю значения характеристик реологических свойств больших масс горных пород, находящихся в естественных условиях залегания. Рассмотрение каждого из этих вопросов является сложным исследованием, которое в данной работе обсуждать невозможно.

После решения этих двух исходных вопросов требуется по условиям подобия установить, какими физическими свойствами должна обладать модель, а затем изготовить модель, воспроизводящую главные черты внутреннего строения исследуемого участка коры, которые, если это необходимо, должны включать рельеф дневной поверхности, слоистость, складчатость и разрывы. Теперь согласно принятой схеме деформирования остается осуществить нагружение модели.

Регистрации и сопоставлению подлежат распределение движений дневной поверхности модели и расположение на глубине участков действия максимальных и минимальных по величине касательных напряжений и всестороннего давления.

В результате сопоставления измеренных в природе движений дневной поверхности в различных районах с возникновением землетрясений в этих же районах М. В. Гзовским предлагается различать четыре типа движений поверхности, отличающихся по их соотношению с напряженным состоянием на глубине и с сейсмичностью.

I тип — плейстосейсмические движения — характеризуется тем, что участкам поверхности с наибольшим градиентом скорости современных движений $|grad V|_m$ соответствуют области повышенных напряжений τ_{max} и сильные землетрясения на глубине (рис. 121, а). Примерами могут служить Ашхабадский участок главного Копетдагского

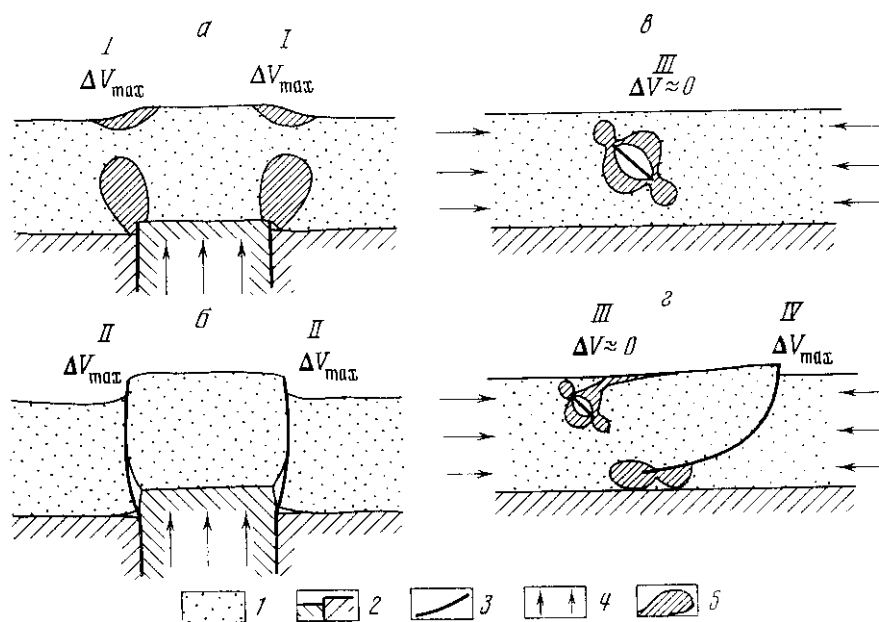


Рис. 121. Примеры возможных форм взаимосвязи (а—б) механизмов приращения скорости движений поверхности ΔV и повышения касательных напряжений на глубине. Обобщение результатов моделирования и полевых данных

I — *плейстосейсмические движения* — очаги землетрясений, возникающих в повышенно напряженных областях, расположены под местами с наибольшим приращением скорости ΔV_{\max} ; *II* — *гипосейсмические движения* — под областями с наибольшим превращением скорости ΔV_{\max} нет концентрации напряжений, достаточной для сильных землетрясений; *III* — *криптосейсмические движения* — над повышенно напряженной областью и очагами землетрясений нет соответствующего приращения скорости движений $\Delta V \approx 0$; *IV* — *телесеismicические движения* — места наибольшего приращения скорости ΔV_{\max} расположены в стороне от корреляционно связанных с ними повышенно напряженных областей возникновения землетрясений. 1 — деформируемая толща; 2 — блоки основания; 3 — разрывы; 4 — внешние активные силы; 5 — области действия повышенных касательных напряжений

надвига, участки, на которых произошел ряд землетрясений Японии, разлом Сан-Андреас в Северной Америке. Движения этого типа широко распространены. При сейсмическом районировании обычно все движения принимаются за плейстосейсмические.

II тип — *гипосейсмические движения*, — при которых наибольшие значения $|\text{grad}V|_m$ поверхности наблюдаются там, где на глубине отсутствуют области действия высоких τ_{\max} и сильные землетрясения (рис. 121, б). Такое положение имеет место в зоне Сурхобского (Гиссаро-Кокшаальского) разлома в Таджикистане вблизи сеймостанции Гарм, на главном Криворожском сдвиге и, вероятно, в вулканических районах.

III тип — *криптосейсмические движения* — характеризуется тем, что при наличии на глубине участков с повышенным τ_{\max} и сильной сейсмичностью отсутствуют движения поверхности с повышенными значениями градиента скорости (рис. 121, в). Применительно к современным движениям такие соотношения можно предполагать в Большой Венгерской низменности, в Кызылкумах, в районе Красноводского и некоторых других крупных землетрясений. Особенно часто такие соотношения отмечаются для глубокофокусных землетрясений.

IV тип — *телесеismicические движения* — характеризуется тем, что высокие τ_{\max} и сильные землетрясения на глубине сопровождаются движениями поверхности с высокими значениями $|\text{grad}V|_m$ на значительном горизонтальном расстоянии от данного участка — в нескольких десятках или даже сотнях километров от него, даже в другой

тектонической зоне (рис. 121, з). Такие соотношения отмечались при длительном изучении Гармского геофизического полигона (Ю. Д. Буланже, А. К. Певнев, В. Б. Энман), где увеличение значений $|grad V|_m$ современных движений в Сурхобской зоне сопровождалось относительно сильными землетрясениями в Петровской зоне на расстоянии 20—30 км. Можно предполагать, что телесеismicкими были движения на Алма-Атинском полигоне по отношению к Пржевальскому землетрясению 1970 г.

Изучение напряжений на моделях должно привести к конкретным физическим объяснениям формы взаимосвязи движений поверхности с концентрацией напряжений на глубине. Плейстосейсмические движения уже давно выявлены нами на краях достаточно широких антиклинальных поднятий поперечного изгиба, если они еще не рассечены крупными разрывами. После возникновения крупных разрывов значительные пространственные изменения скорости на краях таких поднятий связаны со смещениями по разрывам, при которых, как выяснила А. В. Михайлова, не происходит значительной концентрации напряжений, т. е. движения оказываются гипосейсмическими. К плейстосейсмическим могут быть отнесены также движения в краевых частях прогиба поперечного изгиба, где (согласно теоретическим расчетам А. С. Григорьева и З. Е. Шахмурадовой) концентрация напряжений τ_{max} на глубине соответствует зоне наибольших градиентов скорости на поверхности. На горизонтально сжимаемых моделях, содержащих системы различно наклоненных разрывов, нами зафиксированы первые примеры условий, приводящих в одних случаях к криптосейсмическим, а в других — к телесеismicким движениям.

Мы считаем моделирование мощным средством изучения различных механизмов осуществления каждого из четырех типов сочетаний движений дневной поверхности с вызывающими землетрясения напряжениями на глубине.

ГЛАВА 32

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

Современные тектонические поля напряжений, изучающиеся в горных выработках, являются теми же полями напряжений, которые вызывают землетрясения, инструментально регистрируемые сейсмологами около 100 лет. По многим районам и месторождениям СССР рядом исследователей были получены тектонофизические данные о напряженном состоянии земной коры в течение различных более ранних этапов геологической истории (см. гл. 33 и 35). При этом использовался разработанный ранее метод реконструкции поля напряжений (см. раздел В и [178, 187, 195]). Эти данные позволили выявить многие общие закономерности напряженного состояния земной коры, которые следует учитывать, изучая современные поля напряжений в рудниках.

На протяжении последних 10 лет выполнен большой объем непосредственных определений напряжений в массивах горных пород в различных районах Советского Союза с помощью тензометрических и ультразвуковых измерений.

Результаты измерений были обработаны методами математической статистики и сопоставлены между собой. Затем были проведены тектонофизическая интерпретация полученных результатов и совместный

анализ результатов непосредственных измерений напряжений в выработках и результатов определения их на основе тектонофизических и сейсмологических данных. Такой анализ был выполнен впервые.

Естественное напряженное состояние массива горных пород определяется главным образом действием гравитационных сил и современным тектоническим полем напряжений.

По данным о тектонических полях напряжений, восстановленных для различных геологических периодов, М. В. Гзовским установлен ряд общих закономерностей (см. гл. 33 и 35). Напряженное состояние земной коры весьма неоднородно в пространстве. Как в пределах крупных

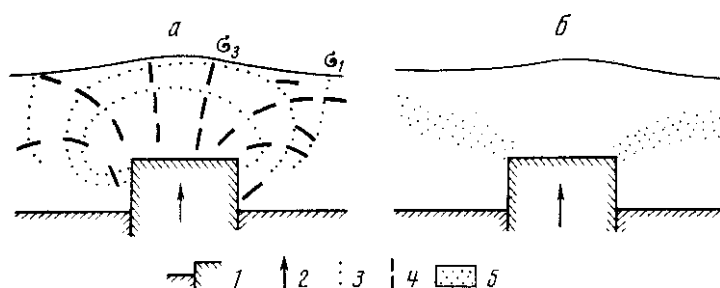


Рис. 122. Схемы напряженного состояния пластических моделей антиклиналей поперечного изгиба

a — направление осей напряжений; *b* — место образования трещин отрыва под действием растягивающих напряжений, близких к вертикальному направлению. 1 — глыбы фундамента; 2 — активная вертикальная сила; 3 — направление алгебраически максимальных напряжений σ_1 ; 4 — направление алгебраически минимальных напряжений σ_3 ; 5 — места образования трещин отрыва

регионов, так и внутри месторождений, при переходе из одного пункта наблюдений в другой можно обнаружить большие изменения величины и направления главных напряжений.

Во многих пунктах главные напряжения не совпадают с направлениями вертикальных и горизонтальных линий, идущих вдоль и поперек простирания складок (рис. 122). Вертикальные напряжения в определенных частях складок отличаются от геостатических напряжений γH (γ — удельный вес пород, H — глубина). Существуют участки, где действуют растягивающие нормальные напряжения.

В экспериментах, проведенных М. В. Гзовским и его сотрудниками при помощи поляризационно-оптического метода на прозрачных моделях, достоверно установлен ряд закономерностей сильного искажения поля напряжений разрывами. Характер изменения поля зависит от формы разрыва и его ориентации относительно активных сил ([213, 215, 523] и гл. 31). Примеры таких искажений приведены на рис. 116, 118—120.

На рис. 123 схематически изображены направления действия современных главных нормальных напряжений в земной коре на территории СССР. Направление напряжений выявлено советскими сейсмологами по записям сильных землетрясений. Отчетливо прослеживается, что в разных районах СССР направление главных напряжений неодинаково. Различными являются также соотношения между осями напряжений и простиранием тектонических зон.

Напряженное состояние весьма неравномерно во времени. Это достоверно установлено по отношению к геологическому времени. Поэтому оси современного поля напряжений могут быть самым различным образом ориентированы по отношению к простиранию тектонических зон, складок и разрывов, формировавшихся в далеком геологическом прошлом при другом напряженном состоянии. Значит, простирание

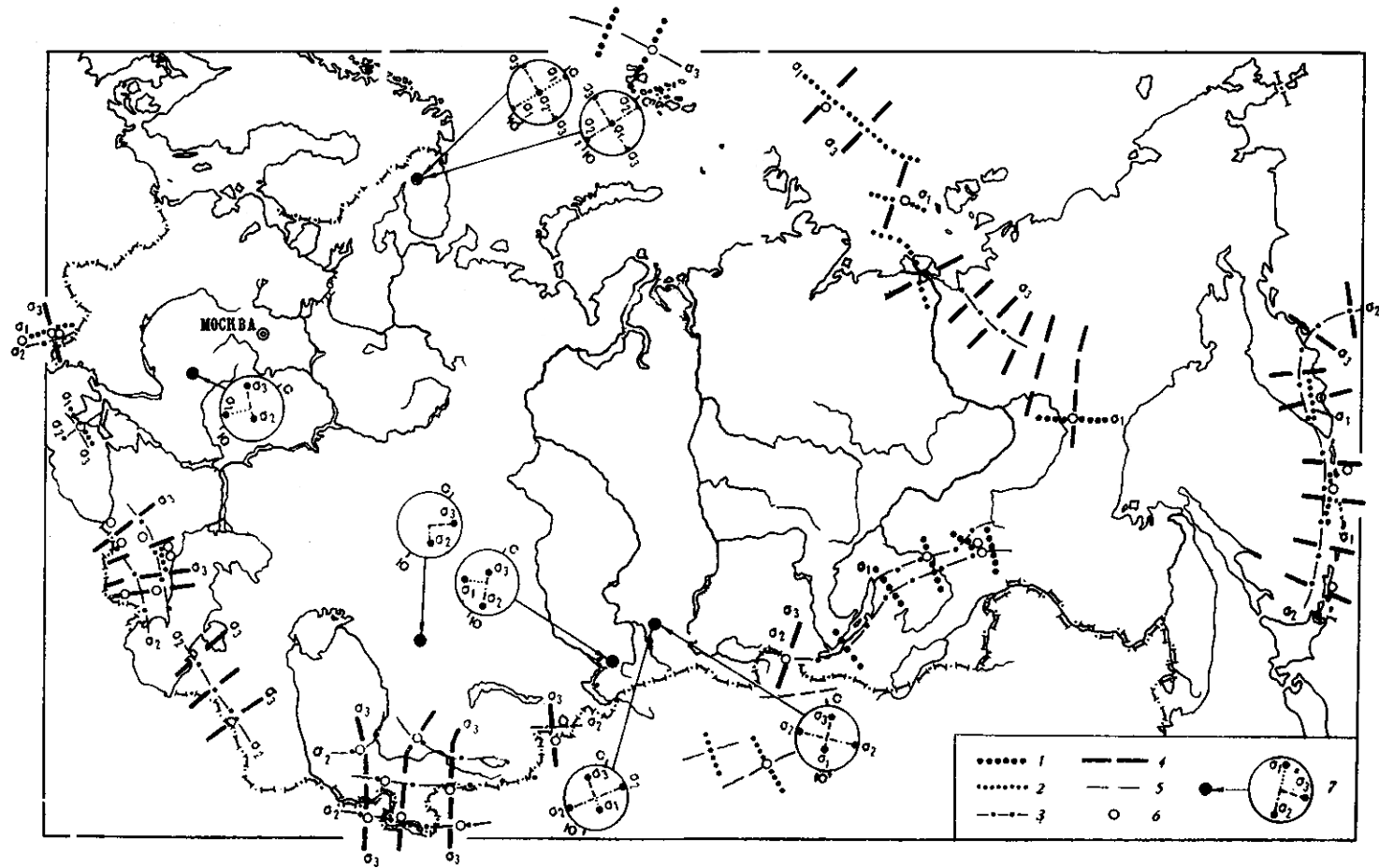


Рис. 123. Схема направлений действия главных напряжений в земной коре на территории СССР [8036]

Проекции траекторий главных нормальных напряжений на поверхность геоида по данным о землетрясениях: 1 – алгебраически максимальных σ_1 , поперечных к простиранию тектонических зон; 2 – алгебраически максимальных σ_1 , не поперечных к простиранию тектонических зон; 3 – алгебраически промежуточных σ_2 ; 4 – алгебраически минимальных σ_3 , поперечных к простиранию тектонических зон; 5 – алгебраически минимальных σ_3 не поперечных к простиранию тектонических зон; 6 – эпицентры некоторых использованных землетрясений; 7 – ориентировка на стереограмме главных нормальных напряжений по данным измерений в некоторых рудниках и шахтах

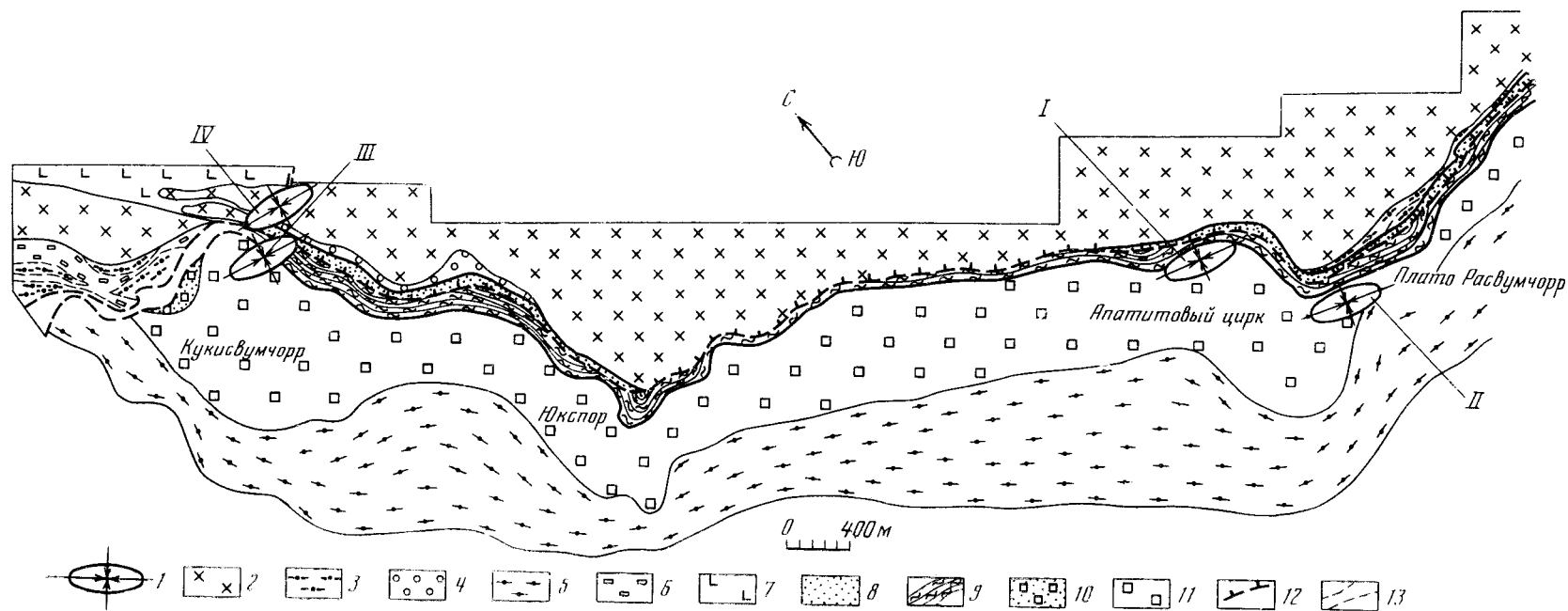


Рис. 124. Схема ориентировки в плане главных горизонтальных напряжений на апатитовых рудниках Кольского полуострова [8036]

I – Расвумчоррский рудник на глубине 100 м; II – Расвумчоррский рудник на глубине 600 м; III – Кировский рудник на глубине 100 м; IV – Кировский рудник на глубине 300 м. 1 – сечение эллипсоида напряжений (большая полуось эллипса – σ_3 ; малая полуось эллипса σ_2 или σ_1); 2 – рисчорриты; 3 – трахитоидные ийолиты; 4 – верхняя контактная зона; 5 – мальиниты; 6 – луявриты; 7 – нефелиновые сиениты; 8 – пятнистые руды; 9 – линзовидно-полосчатые руды; 10 – уртиты с апатитом; 11 – уртиты; 12 – линия продольного (конического) разлома; 13 – зона поперечного (радиального) Кукисвумчоррского разлома

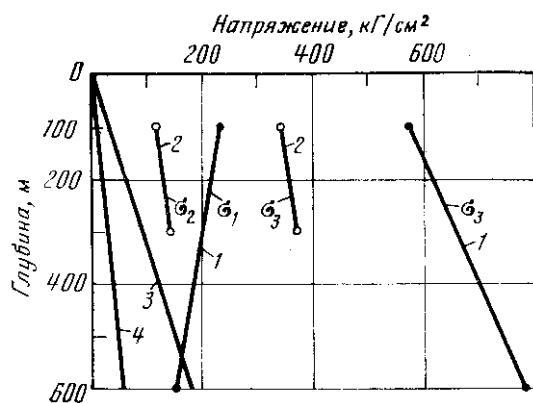


Рис. 125. Изменение с глубиной величин главных горизонтальных напряжений на апатитовых рудниках Кольского полуострова [8036]

1 – Расвумчоррский рудник; 2 – Кировский рудник; 3 – изменение с глубиной геостатических напряжений γH вертикальной составляющей, вызванных весом вышележащих пород; 4 – изменение с глубиной горизонтальной составляющей напряжений, вызванных весом вышележащих пород $[v/(1-v)]\gamma H$

древних складок и разрывов не может служить указанием на то, как ориентированы современные оси напряжений. Направление современных осей напряжений должно быть выявлено путем постановки специальных измерений.

Большие качественные изменения направления осей напряжений через 6—12 лет выявлены по записям землетрясений в Карпатах, на Кавказе, в Курило-Камчатской складчатой области. Имеются основания допускать и меньшие промежутки времени между различными напряженными состояниями.

Изучение современных напряжений по измерениям в выработках рудников и шахт в определенной степени отражает локальные условия, однако интерпретация полученных результатов должна производиться с учетом перечисленных общих закономерностей.

Измерения с целью определения полного тензора напряжений в массиве пород проведены в СССР более, чем на 50 рудниках в районах Кольского полуострова, Горной Шории, Урала, Дзержказгана, Львовско-Волынского бассейна, Алтая, Курской магнитной аномалии (см. рис. 123).

При определении напряжений массива горных пород наибольшее распространение в СССР получил метод разгрузки датчиков, наклеиваемых на забой скважины. В качестве тензометров используют датчики электросопротивления и реже — датчики из фотоупругого материала. В качестве контрольного или самостоятельного для определения напряжений используется также ультразвуковой метод.

Для получения полного тензора напряжений в массиве необходимо из точки горной выработки пробурить три скважины во взаимно перпендикулярных направлениях. Измерения следует производить в каждой скважине многократно, чтобы получить статистически обоснованные результаты.

На Кольском полуострове измерения напряжений выполнены в пределах Хибинской интрузии на глубинах от 100 до 600 м. Измерения показали, что наибольшие по абсолютной величине главные напряжения являются сжимающими (рис. 124). Они действуют в горизонтальной плоскости в широтном направлении и превышают геостатические напряжения γH на глубине 600 м — в 4 раза, на глубине 100 м — в 20 раз (рис. 125). Отмечено, что направление действия наибольшего горизонтального напряжения остается постоянным по всей площади (10 км²), не совпадает с простиранием рудного тела, но составляет нормальный угол с простиранием современных сейсмогенетических зон, расположенных вблизи Хибинского массива (рис. 126). С увеличением глубины наблюдается тенденция роста горизонтальных напряжений.

Результаты, полученные при измерениях напряжений в Горной Шории, показаны на рис. 127. Измерениями, выполненными на рудниках

Северного, Среднего и Южного Урала установлено, что горизонтальные широтные напряжения превышают по величине другие составляющие тензора напряжений и в 2—5 раз больше геостатических напряжений. На Джезказганском руднике измерения показали, что наибольшие нормальные сжимающие напряжения также являются горизонтальными и направлены параллельно простиранию флексур. Величина этих напряжений до 5—7 раз превышает вертикальную составляющую, которая близка к геостатическому напряжению.

Измерениями, выполненными в Донбассе и Львовско-Волынском бассейне, прослежена зависимость величины вертикальных напряжений от типа тектонической структуры. Наибольшие величины напряжений, превышающие в 3—4 раза геостатические, наблюдаются в антиклиналях; в районе синклиналей напряжения меньше, а на пологих склонах и в котловинах напряжения имеют промежуточные значения и превышают геостатические в 2—3 раза.

Интересные результаты получены при измерениях на рудниках Рудного Алтая и Курской магнитной аномалии. В первом случае наибольшее напряжение оказалось сжимающим, оно направлено нормально к слоям крыльев антиклинали и имеет величину, в 2—3 раза превышающую геостатическое. Второе главное напряжение — растягивающее и направлено по падению крыльев складки. Измерения, выполненные на Курской магнитной аномалии, показали, что наибольшее сжимающее

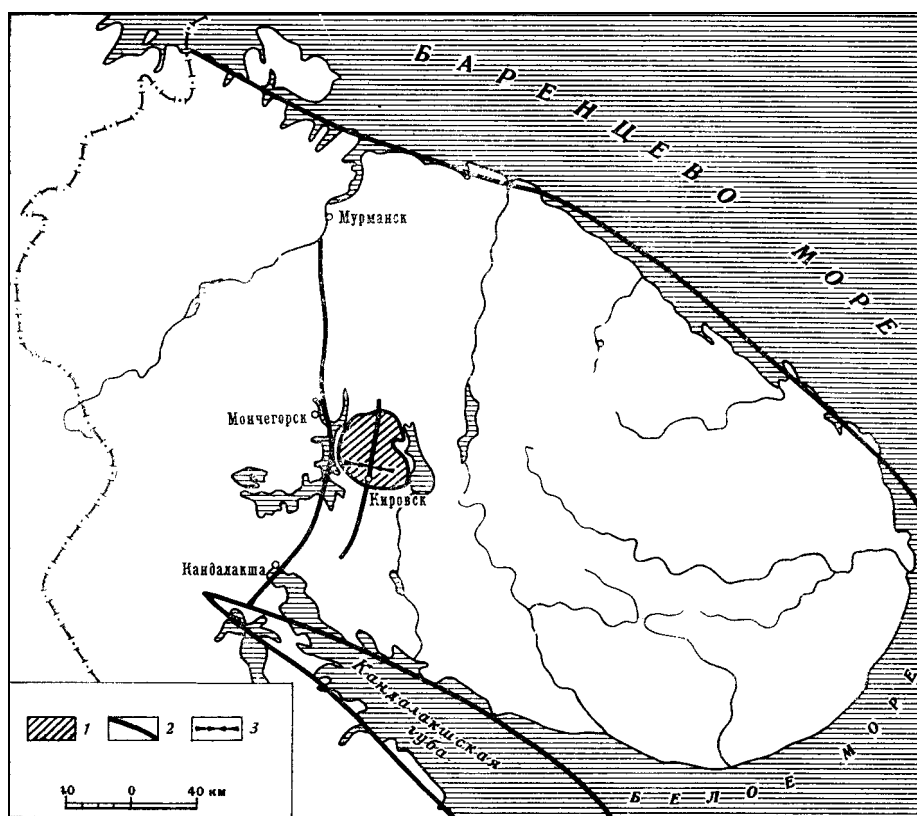


Рис. 126. Ориентировка наибольших сжимающих напряжений относительно сейсмогенетических зон на Кольском полуострове [803 б]

1 — Хибинский массив; 2 — сейсмогенетические зоны, 3 — направление действия наибольших сжимающих горизонтальных напряжений

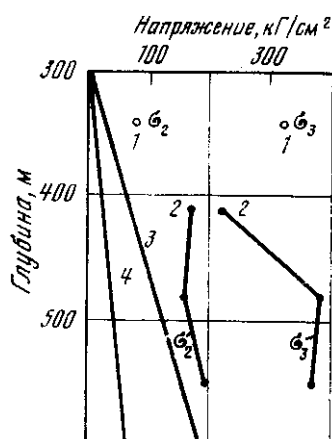


Рис. 127. Изменение главных напряжений с увеличением глубины на рудниках Горной Шории

1 — на руднике Темир-Тау; 2 — на руднике Таштагол; обозначения 3 и 4 — те же, что и на рис. 125

напряжение является горизонтальным, имеет величину, в 5—6 раз превышающую геостатическую γH , и направлено по простиранию антиклинальной складки. Остальные два главных напряжения по величине и направлению близки к геостатическим.

Обобщение результатов определения современных тектонических напряжений в горных выработках на территории СССР показало, что данные некоторых работ не могут быть использованы из-за недостаточной полноты наблюдений. Не везде исследователи соблюдали все требования, обязательные при определении тектонических напряжений: измерение упругих деформаций в каждом пункте в трех ортогональных скважинах; многократное измерение в каждой скважине на разной глубине; использование не менее трех различно ориентированных датчиков в каждом измерении; статистическая обработка результатов измерений в каждом пункте;

контроль однородности напряженного состояния в исследуемом объеме вокруг каждого пункта измерений и т. д. Поэтому на карту СССР нанесены пока еще немногочисленные результаты определения тензора напряжений. Они показывают, что ориентировка осей напряжений сильно изменяется при переходе из одного региона в другой. Имеющиеся сейчас определения, выполненные в тектонически малоактивных платформенных областях, выявили ориентировку осей напряжений, близкую к той, которая известна по сейсмическим данным в находящихся рядом областях горообразования.

Найденная ориентировка современных осей напряжений оказалась различной по отношению к тектонической зональности и структурным элементам коры, формировавшимся в геологическом прошлом (палеозой и докембрий). Например, направление наибольшего сжатия в Донбассе вертикально, в Джезказгане горизонтально и ориентировано вдоль простирания древних структур, а не вкрест него, как обычно предполагают. В Хибинах направления осей напряжений устойчиво выдерживаются на протяжении 10 км, несмотря на изменения простирания структуры палеозойской интрузии.

Величины напряжений различны. Нормальные напряжения вертикального направления во многих районах в пределах точности измерений совпадают с весом вышележащих пород: Горная Шория, Джезказган, Львовско-Волынский бассейн. Эти районы расположены вблизи областей современного горообразования или в их пределах, как, например, Западные Саяны. В Донбассе во многих пунктах сжатие в вертикальном направлении гораздо больше веса вышележащих пород. Наконец, на Зырянском месторождении Алтая нормальные напряжения в вертикальном направлении намного меньше веса вышележащих пород и бывают даже не сжимающими, а растягивающими.

Расположение осей напряжений относительно вертикальной линии и горизонтальной плоскости различное. В одних районах наибольшее сжатие близко к вертикали (Донбасс), тогда как в других оно горизонтально (Хибинь, Джезказган, Курская магнитная аномалия).

Таким образом, опираясь на наиболее достоверные результаты определения осей современных напряжений, мы констатируем большое разнообразие их ориентировки, различным образом взаимосвязанной с тектоническими полями напряжений геологического прошлого.

Обращают на себя внимание полученные оценки максимальных касательных напряжений. На глубине менее 1 км в тектонически мало активных областях, где нет сильных землетрясений, касательные напряжения достигают величин от 50 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ (Курская магнитная аномалия) до 100—200 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ (Джезказган) и даже 150—300 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ (Хибины). Эти цифры соответствуют самым высоким значениям напряжений, которые вычисляли сейсмологи для тектонически наиболее активных областей, где энергия землетрясений в 10^3 — 10^6 раз больше.

Таким образом, ставится вопрос о необходимости пересмотра величин касательных напряжений в областях горообразования.

ВЫВОДЫ

1. На многих рудниках в различных районах СССР при измерениях в массивах пород установлено действие (наряду с геостатическим) тектонического поля напряжений. Формы, условия и закономерности проявления тектонических полей напряжений весьма разнообразны.

2. Представления о повсеместном преобладании горизонтального сжатия над вертикальным, которое меньше веса вышележащих пород, для территории СССР преждевременно. Идеи о глобальном однообразном напряженном состоянии земной коры не согласуются с многочисленными данными о напряжениях в геологическом прошлом и результатами интерпретации землетрясений.

3. Направление осей современных тектонических напряжений должно выявляться в результате изучения напряжений, а не приниматься заранее известным и однозначно связанным с вертикальным и горизонтальным направлениями вдоль и вкрест простирания тектонической зональности.

4. Необходимо определять тензор напряжений в многочисленных пунктах, чтобы выявить преобладающую ориентировку осей напряжений для обширных территорий и отклонения от нее, связанные с различными локальными структурными условиями.

5. Дальнейшие исследования предлагается развивать, допуская значительную неоднородность полей напряжений в пространстве и возможность различных сочетаний между направлениями главных современных напряжений и древней структурной зональностью земной коры. Большой интерес представляют определения величины главных нормальных и касательных напряжений в тектонически и сейсмически наиболее активных областях. Не следует исключать возможности изменений величины главных напряжений с течением времени, вплоть до нескольких лет и даже более коротких периодов.

В заключение следует отметить, что аналогичные непосредственные измерения напряжений в массиве пород вокруг горных выработок проводятся рядом зарубежных исследователей [645, 773, 807—809, 849]. Можно ожидать, что совместный анализ всех данных, полученных советскими и зарубежными исследователями с учетом геологической обстановки и результатов тектонофизических исследований, позволит в дальнейшем сделать более широкие обобщения и расширит наши представления о напряженном состоянии верхних частей земной коры на основе непосредственных измерений.

ГЛАВА 33

**ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Систематическое изучение напряжений, которые действовали в земной коре в геологическом прошлом и существуют в настоящее время в связи с тектоническими процессами, впервые развернулось в Советском Союзе и проводится в различных масштабах — от отдельных месторождений полезных ископаемых до территории СССР в целом.

Изучение напряженного состояния земной коры, обусловленного тектоническими процессами, весьма важно по следующим причинам:

- 1) оно имеет существенное значение для прогноза мест расположения и структуры скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых;
- 2) способствует повышению производительности и безопасности разработки месторождений;
- 3) необходимо для оценки сейсмической опасности в местах строительства;
- 4) приносит данные важные для теории процессов, происходящих в глубоких частях Земли — ведет к выяснению направления и величины сил, действующих на земную кору, оценке энергии тектонических процессов, способствует познанию причин тектонических явлений и т. д.

В порядке первого опыта автором были составлены карты современного напряженного состояния земной коры на территории СССР (рис. 128, 129). Предлагаемое разделение земной коры на области с различной количественно выраженной приближенной оценкой величины напряжений и энергии — сугубо предварительное. Карты публикуются, чтобы привлечь внимание исследователей к многочисленным дискуссионным вопросам, стоящим на пути к достоверному определению величины тектонических напряжений в земной коре. Важно с самого начала подчеркнуть, что величина напряжений устанавливается с малой точностью и во многом зависит от тех исходных физических представлений, которые положены в основу приближенного расчета. А исходные представления у исследователей сейчас еще могут быть различными.

Как будет видно из дальнейшего изложения, для оценок напряжений, а следовательно, и для всех вытекающих из них выводов, определяющее значение сейчас имеют данные о механических свойствах горных пород, так как остальные величины определяются более точно. Напряжения можно оценить несколькими независимыми путями, используя формулы, содержащие комбинации разных физических величин. В одних формулах главное — скорость происходящей деформации и вязкость горных пород, в других — прочность.

На примере чрезвычайно важной для тектонофизики проблемы оценки напряжений, длительно действующих в больших массах горных пород при тектонических процессах, раскрываются многие слабые стороны наших современных знаний механических свойств горных пород, и особенно отчетливыми становятся задачи многочисленных дальнейших исследований.

Для объективного выявления напряженного состояния земной коры можно использовать различные методы и данные. Остановимся на тех, которые представляются нам перспективными. Наиболее полно и достоверно удастся изучать неоген-четвертичные и современные напряжения.

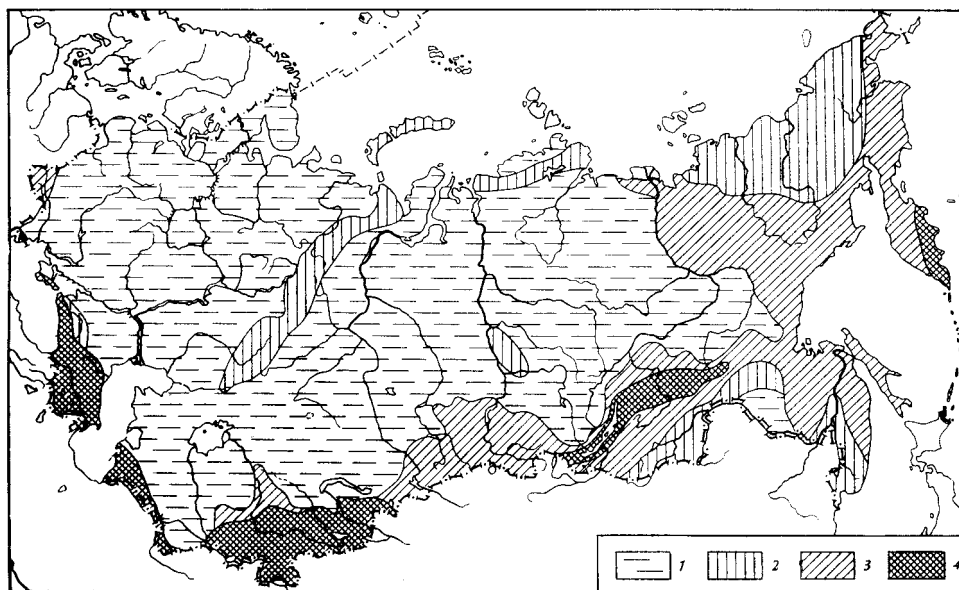


Рис. 129. Схема абсолютной величины наибольших касательных напряжений в земной коре на территории СССР на глубине 10—20 км по данным о тектонических движениях за последние 30 млн. лет и сейсмичности за 50 лет

Наибольшие касательные напряжения не превышают: 1 — $100 \pm 50 \text{ кг/см}^2$; 2 — $400 \pm 200 \text{ кг/см}^2$; 3 — $700 \pm 350 \text{ кг/см}^2$; 4 — $1000 \pm 500 \text{ кг/см}^2$. Наибольшее среднегодовое (для 1000 лет) потребление энергии на тектоническое деформирование всей толщи коры под 1000 км^2 ее поверхности: 1 — 10^{11} — 10^{12} дж ; 2 — 10^{12} — 10^{13} дж ; 3 — 10^{13} — 10^{14} дж ; 4 — 10^{14} — 10^{15} дж .

При составлении схемы использованы тектонические данные, взятые из опубликованных работ многих исследователей

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ДЕЙСТВИЯ ГЛАВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Анализ направления трещиноватости

В поле собираются статистические данные о средней ориентировке трещин скалывания и отрыва, так как они расположены относительно главных напряжений определенным образом. Затем на стереографической сетке находят плоскости, соответствующие среднему положению каждой из двух сопряженных систем трещин скалывания и трещинам отрыва. Линия пересечения сопряженных трещин скалывания является осью промежуточных главных напряжений σ_2 , биссектриса тупого угла — осью максимальных напряжений σ_1 , перпендикулярной трещинам отрыва; биссектриса острого угла между сопряженными трещинами скалывания — осью алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 . Наименование осей контролируется направлениями смещения по трещинам. Подробное описание этих геометрических построений приведено в разделе В и [178, 195]. Таким образом, восстанавливается ориентировка древних напряжений, действовавших во время возникновения трещин. При последующих деформациях направления трещин претерпевали изменения, которые не всегда удается учесть. Поэтому направления главных напряжений восстанавливаются с различной точностью.

Анализ сейсмограмм

Ориентировка современных напряжений выявляется по записям упругих сейсмических волн, которые расходятся от трещин, развивающихся (возникающих или обновляющихся) в настоящее время.

Определение направлений главных напряжений по сейсмограммам основано на следующем принципе. Когда в твердом теле образуется трещина скальвания, которую можно принять за плоскость, то скачкообразное смещение крыльев трещины создает упругие волны, расходящиеся во все стороны. Теория и эксперименты на моделях, а также данные по хорошо изученным землетрясениям привели сейсмологов к достоверному представлению, что окружающее трещину пространство по характеру распространяющихся волн делится на четыре области, разделенные двумя плоскостями. Одна плоскость совпадает с трещиной, другая — перпендикулярна трещине и направлению смещения ее крыльев. Линии пересечения этих плоскостей с поверхностью Земли называются нодальными линиями. Они разделяют окружающую эпицентр часть поверхности Земли на четыре квадранта. В каждом квадранте первой регистрируется сейсмографом продольная волна сжатия (отрицательная) или волна разрежения (положительная).

Квадранты положительных и отрицательных первых приходящих на станцию волн расположены в шахматном порядке. Положение квадрантов на местности выясняется по записям на многочисленных сейсмостанциях, разбросанных вокруг эпицентра на большом расстоянии. Между областями со станциями, имеющими положительные первые вступления, и областями с отрицательными первыми вступлениями продольных волн проводятся (с большей или меньшей точностью) разделяющие их границы, являющиеся нодальными линиями.

Прямая, соединяющая точку пересечения нодальных линий с гипоцентром землетрясения, есть линия пересечения двух плоскостей, одна из них совпадает с трещиной, другая — перпендикулярна к ней. Какая из этих двух плоскостей совпадает с трещиной скальвания, по одним продольным волнам установить невозможно. Для этого пытаются привлекать данные о поперечных волнах, однако на практике этот вопрос пока еще не решается¹. Таким образом, найденные плоскости указывают два возможных положения трещины, возникшей на глубине. Оба этих положения соответствуют одному напряженному состоянию, характеризующемуся двумя площадками действия максимальных касательных напряжений. Этими площадками и являются плоскости, проходящие через две нодальные линии и гипоцентр землетрясения.

Линия пересечения плоскостей есть ось промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 . В плоскости, перпендикулярной к ней, лежит ось алгебраически наибольшего главного нормального напряжения σ_1 , которое в недрах Земли чаще всего бывает сжимающим (отрицательным), а не растягивающим (положительным). Оно разделяет пополам те телесные углы между нодальными плоскостями, в которых первыми регистрируются волны сжатия (отрицательные). Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 , являющихся наибольшими сжимающими (отрицательными), разделяет пополам телесные углы, где первыми приходят волны разрежения (положительные).

От карты, с изображенными на ней сейсмостанциями и знаками первых вступлений продольных волн, переходят к стереографической диаграмме главных напряжений при помощи сетки Вульфа и специальных таблиц [20, 21, 115—118, 120, 240, 315, 322, 325, 334, 383, 386, 435, 472, 622, 705, 754—756, 811—814, 860, 866, 867, 872—874, 891].

¹ Возможность решения такого вопроса при смещениях по случайно ориентированным поверхностям отражена в [276].— *Прим. ред.*

Точность определения направлений главных напряжений зависит от многих факторов: качества сейсмограмм, расположения сеймостанций относительно очага землетрясения, которое влияет на точность нодальных линий, и др. Особенно важно помнить, что найденные рассматриваемым методом направления главных напряжений лишь в том случае характеризуют напряженное состояние среды перед землетрясением, если это землетрясение вызвано смещением по трещине, возникшей вдоль площадки действия максимальных касательных напряжений, что, вообще говоря, не обязательно. При повторных смещениях по древним трещинам, не совпадающим с направлениями максимальных касательных напряжений, нодальные плоскости и линии приведут к построению осей напряжений, отличающихся от фактически существовавших перед возникновением землетрясения². В силу перечисленных причин ориентировка осей современных напряжений устанавливается по сейсмограммам с существенной ошибкой, могущей достигать 10—20°. Однако при массовом сборе данных за счет статистического осреднения материала получают достаточно определенные результаты.

Все природные землетрясения приводят к восстановлению трещин скальвания. При искусственных взрывах от их центров первыми распространяются только волны сжатия, и нодальных линий построить не удастся. Землетрясений, вызванных скачкообразным уменьшением объема в очаге, которые должны отличаться повсеместным первым вступлением волн разряжения, сейсмологи не констатируют.

Анализ петротектонических данных

Поляризационно-оптическим методом под микроскопом, а также рентгеноскопически в образцах горных пород определяются закономерности ориентировки минеральных зерен, находятся направления удлинения и укорочения различных мелких геологических тел, входящих в состав горных пород: галек, окаменелостей, оолитовых образований и т. п. Данные о деформированном состоянии горных пород позволяют переходить к выяснению направления действия напряжений, вызвавших деформации. Этому комплексу исследований посвящена целая наука — петротектоника (или микроструктурный анализ). В отечественной литературе наиболее содержательное руководство опубликовано А. И. Лукиным, В. Ф. Чернышевым, И. П. Кушнаревым [408].

Измерения в горных выработках

В подземных горных выработках на угольных месторождениях внутри осадочного покрова, а также на рудных месторождениях в пределах гранитного слоя земной коры на глубинах до 1—2 км, во многих странах мира сейчас измеряются направления и величины главных напряжений, действующих в земной коре. Такие наблюдения ведутся в СССР [375, 656, 381], Швеции [807] и других странах.

Принцип измерения заключается в следующем. Под землей из горной выработки бурятся по разным направлениям скважины. Внутри скважин точно измеряют их различно ориентированные диаметры или наклеивают датчики, измеряющие расстояние (как минимум) по трем направлениям на забое («дне») скважины. Затем вокруг всей скважины (или ее забоя) делается кольцевидное углубление, которое освобождает всю скважину (или только ее забой) от давления со стороны окружающих пород. В итоге внутренние диаметры скважины и размеры ее забоя изменяются. Измерив эти изменения размеров и определив

² Метод реконструкции главных напряжений, основанный на анализе всей совокупности сдвиговых перемещений в очагах землетрясений, предложен в [276].— *Прим. ред.*

модули упругости горных пород, легко вычислить, от какого давления была овобождена скважина, как были ориентированы действовавшие на нее наибольшее и наименьшее сжатие.

Результаты измерений зависят от длины скважины. Вблизи от горной выработки они характеризуют так называемое горное давление, т. е. влияние горной выработки на напряженное состояние окружающего ее массива горных пород. Однако с удалением на несколько метров от выработки ее влияние постепенно исчезает и дальнейшее удлинение скважин не сопровождается заметным изменением результатов измерений, которые считаются горными инженерами характеристиками напряженного состояния, обусловленного тектоническими процессами.

Во многих местах в гранитном слое земной коры на Балтийском щите был получен результат, удививший горных инженеров и тектонистов: наибольшее сжатие оказалось направленным не вертикально, как это ожидалось, а горизонтально.

В настоящее время никем не были вскрыты какие-либо принципиальные недостатки охарактеризованного метода, которые позволили бы поставить под сомнение результаты измерений в шахтах. Однако многие тектонисты и геофизики не считают возможным использовать обсуждаемые материалы, ссылаясь при этом на незначительную глубину наблюдений, на малость исследуемых объемов, на неясность того, как совмещать результаты измерений, выполненных в различно ориентированных скважинах, а также на возможное влияние выработок и скважин на измеряемые напряжения.

Автор считает, что быстро накапливающийся материал по прямым измерениям тектонических напряжений вокруг горных выработок ни в коем случае нельзя игнорировать. Он заслуживает большого внимания, должен быть тщательно проанализирован с точки зрения правильности интерпретации получаемых материалов. Этот метод обязательно следует довести до необходимой надежности, после чего результаты его применения надо широко использовать в тектонофизике, как и другие инструментальные методы изучения тектонических процессов, например определения скорости тектонических движений и деформаций на поверхности земной коры путем повторных нивелировок и триангуляций.

Следует иметь также в виду результаты недавно начатых в разных странах измерений при помощи наклономеров и деформометров, устанавливаемых в подземных горных выработках, имеющих различную пространственную ориентировку [81, 525] и др.

Результаты определений ориентировки главных напряжений

Ориентировка главных напряжений, полученная любым методом, наиболее наглядно и точно изображается специальными круговыми диаграммами в стереографической проекции (см. рис. 128). Кроме них при большом количестве данных на картах и профилях проводятся также траектории главных напряжений и указывается их наклон [178, 179, 195, 874, 875].

Для прошлых геологических периодов последовательное детальное определение тектонических полей напряжений было впервые выполнено на примере Байджансайского антиклинория методом интерпретации трещин, предложенным автором [178, 195]. Был обнаружен ряд различных типов полей напряжений. В последующие годы на всей территории СССР многими исследователями этот метод использовался для изучения напряженного состояния земной коры в различные геологическое время в наиболее доступных и хорошо изученных районах рудных, угольных и нефтяных месторождений.

Например, можно указать следующие работы по исследованию тектонических полей напряжений: в Средней Азии [19, 276, 312, 530, 567], в Центральном Казахстане [378, 462, 652], на Украине — в Донбассе и на Азово-Подольском массиве [88, 89, 651, 689, 648], в Сибири — в Кузбассе, Забайкалье, на Восточно-Сибирской платформе [373, 452, 670], на Большом и Малом Кавказе [6, 615, 685]. Обобщение материалов древних полей напряжений на территории СССР, полученных многими исследователями, выходит далеко за пределы данной работы и является специальной темой.

Для настоящего времени на территории СССР по сейсмическим данным восстановлена неоднородная ориентировка главных напряжений. Ось промежуточного главного нормального напряжения σ_2 обычно близка к горизонтальному положению. Выявлены области преимущественного сжатия (Кавказ, Курило-Камчатская дуга, Средняя Азия) или растяжения (Становой хребет, Арктический бассейн) в горизонтальном направлении вкрест простирания тектонической зональности.

Сторонников первичности одних вертикальных движений земной коры и вторичности горизонтальных должно насторожить широкое распространение горизонтального направления наибольшего сжатия, которое констатируется многими методами во многих местах и в разном геологическом времени не только в осадочном покрове, но и глубоко внутри коры — в ее гранитном и базальтовом слоях, а также в верхней мантии.

Совокупность данных о древних и современных полях напряжений приводит к мысли, что усилия, непосредственно действующие на земную кору и порождающие тектонические движения, бывают вертикальными и горизонтальными. Удовлетворительных объяснений причин возникновения как одних, так и других, по мнению автора, пока еще не найдено.

Во многих районах установлена единая ориентировка осей напряжений на полную глубину коры и верхней мантии (Карпаты, Курило-Камчатская дуга). Однако известны и исключения из этого правила.

Констатированы скачкообразные изменения направления осей с течением времени на Карпатах и в пределах Курило-Камчатской островной дуги (см. рис. 128).

Ориентировка современных осей напряжений известна почти для всех сейсмически активных областей Земли [20, 21, 115—120, 240, 322, 325, 334, 383, 386, 472, 476, 622, 705, 754—756, 811—814, 860, 866, 867, 872—875, 891].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЕЛИЧИНЫ НАИБОЛЬШИХ КАСАТЕЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Прежде чем перейти к наиболее сложному вопросу об абсолютной величине напряжений в земной коре, попытаемся разделить кору на области с различной относительной величиной максимальных касательных напряжений.

Анализ плотности распределения трещин в пространстве

Согласно общей эмпирической теории прочность на скалывание P_{σ_t} (т. е. величина разрушающих касательных напряжений) горных пород зависит от длительности действия напряжений δ и может быть связана с ней и с условно-мгновенной прочностью P_{1t} (соответствующей длительности действия разрушающих напряжений в 1 сек) уравнением

$$P_{\sigma_t} = P_{1t} - \zeta \ln \delta \quad (1)$$

где ζ — величина, характеризующая зависимость прочности от длительности действия напряжений, она имеет размерность напряжения. Из уравнения (1) выводится, что число разрывов сколового типа n_f определенной величины возрастает (по сравнению с эталонным числом n_0) по мере увеличения максимальных касательных напряжений τ от их эталонной величины τ_0 :

$$\ln n_f = \ln n_0 + \frac{\tau_{\max} - \tau_0}{\zeta}. \quad (2)$$

Таким образом, сопоставляя плотность распределения в пространстве трещин одинакового типа и величины, можно оценить относительную величину древних касательных напряжений в сравниваемых участках [195].

Пользуясь формулой (1), следует помнить, что она отражает лишь качественно известную закономерность снижения прочности с ростом длительности действия напряжений. Насколько широко в геологических масштабах времени можно в расчетах пользоваться линейной зависимостью (1), еще не установлено.

Анализ плотности распределения землетрясений в пространстве

Из общей теории длительной прочности, выраженной формулой (1), следует, что увеличение современных касательных напряжений в коре (по сравнению с величиной x , соответствующей выбранному эталонному району) должно сопровождаться приростом логарифма числа $\Delta \lg N_s$ землетрясений с определенной энергией, а также приростом логарифма максимальной энергии землетрясений $\Delta \lg U_{\max}$. Величина напряжений в каждом сейсмическом районе может быть приближенно сопоставлена с напряжениями x в эталонном районе по формуле

$$\tau_{\max} \approx x + 2 \left(\Delta \lg N_s - \frac{1}{2} \Delta \lg U_{\max} \right) \zeta, \quad (3)$$

если для этих районов выдерживается прямолинейный график повторяемости с угловым коэффициентом $\nu = 1/2$. Ясно, что результаты приближенных подсчетов по формуле (3) сугубо предварительные, так как они опираются на применение исходной формулы (1) для больших промежутков времени и на дискуссионные представления о соотношениях между повторяемостью и максимальной энергией землетрясений.

На рис. 128 приведен результат первой попытки разделения территории СССР на основе формулы (3). В качестве эталонных были приняты районы Среднего Урала и Балтийского щита. Соответственно считается, что в них средняя величина $\tau_{\max} = x$ (на глубине от 5 до 20 км). Из сейсмических данных следует, что в советских частях Алтая и Карпат в среднем приближенно $\tau_{\max} = x + \zeta$, на Кавказе и в Средней Азии преобладает $x + 2\zeta$ и доходит до $x + 3\zeta$, а в Курило-Камчатской зоне достигает $x + 4\zeta$. Для наименее сейсмичных частей платформ можно принять $\tau_{\max} = x - \zeta$. Абсолютные значения x и ζ будут рассмотрены ниже.

Для оценки повторяемости и величины $\Delta \lg N_s$ брались наиболее распространенные и достаточно частые землетрясения с энергией 10^{12} дж. Рис. 128 был впервые опубликован автором в 1966 г. Независимо от него составленная и опубликованная В. И. Бунэ [93] карта повторяемости землетрясений на территории СССР отражает сходные результаты. Максимальные энергии землетрясений взяты из известных коллективных описаний землетрясений и сейсмического районирования СССР [451, 307, 612].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ВЕЛИЧИНЫ НАИБОЛЬШИХ КАСАТЕЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Абсолютная величина максимальных касательных напряжений, действующих в земной коре в связи с тектоническими процессами, представляет большой интерес при решении многих фундаментальных теоретических вопросов. В настоящее время, из-за значительного углубления шахт и развития крупного подземного строительства, например, гидротехнического в горных районах, появилась необходимость в оценках величины тектонических напряжений. Однако возможности наши пока невелики. Строгий однозначный расчет с удовлетворяющей нас точностью сейчас еще невозможен, так как результат зависит от выбираемых исследователем исходных физических представлений, которые могут быть существенно различными. Уверенно говорить о том, какие представления правильны, а какие ошибочны, пока преждевременно. В итоге можно указать лишь широкий диапазон в два десятичных порядка: от 10 до 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, в пределах которого должны лежать результаты расчета. Формально более точные оценки, получаемые путем различных вычислений, следует рассматривать в качестве догадок.

Лабораторные испытания горных пород на прочность

Очевидно, что напряжения, действующие в тектонически деформируемых гранитном и базальтовом слоях коры, должны быть выше предела ползучести, т. е. около 10 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ [195, стр. 67, 141]. Пределом ползучести называются напряжения, которые нужно превзойти, чтобы в теле начали развиваться остаточные деформации ползучести. Этот предел еще мало изучен, но не подлежит сомнению, что у горных пород он лежит между 3 и 30 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Беря 10 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, мы ошибаемся не более чем в 3 раза, т. е. на $1/2$ порядка³.

Вместе с тем напряжения должны быть ниже условно-мгновенной прочности на скалывание $P_{11} \approx 2000\text{—}5000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ при всестороннем давлении, соответствующем глубинам поверхности Мохоровичича до 30—70 км. Такая прочность определяется в лабораториях в гранитах и габбро. В природе длительность действия напряжений на много порядков превышает время лабораторных экспериментов. Значит, согласно уравнению (1), в природных условиях разрушающие напряжения, несомненно, должны быть меньше P_{11} . Путем весьма ориентировочного, возможного сейчас расчета автор [801, 802] уменьшил верхний предел напряжений до 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Однако из данных лабораторных испытаний горных пород не вытекает, что этот верхний предел нельзя снизить до 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ или еще менее. К вопросу об этом пределе мы вернемся позднее. Число 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ выбрано в качестве такого, выше которого верхний предел длительной прочности вряд ли назовет какой-либо специалист, а уж 3000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ — нереально. Также почти исключена и оценка в 300 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ в качестве верхнего предела напряжений. Следовательно, остановившись на 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, мы снова считаем, что можем ошибиться не более чем в 3 раза.

Таким образом, по данным лабораторных испытаний образцов величины максимальных касательных напряжений на значительных по протяженности поверхностях, захватывающих существенную часть тектонически деформирующейся земной коры, могут изменяться как максимум, в пределах двух десятичных порядков: от 10 до 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Не исключено, что этот диапазон будет в дальнейшем сужен за счет снижения его верхнего предела.

³ См. гл. 4 и 6, а также сноску на стр. 50.— *Прим. ред.*

Анализ энергии землетрясений

Энергия сейсмических волн. Сейсмическая волна — распространяющаяся в пространстве порция энергии. Через единицу площади, перпендикулярную направлению движения практически плоской части волны, за единицу времени проходит количество энергии, определяющее вектор плотности потока энергии. Этот вектор носит имя Н. А. Умова, предложившего его. При гармоническом характере волны с частотой f и амплитудой A скорость распространения частиц среды в процессе колебания изменяется. Поэтому пользуются вектором, величина которого равна средним значениям плотности потока за один период колебания. Он обозначается p и выражается формулой (см. [605, стр. 131]):

$$p = \frac{1}{2} \rho (fA)^2 c, \quad (4)$$

где ρ — плотность среды; c — скорость распространения волны. Все параметры, определяющие величину и направление вектора, измеряются на сейсмостанциях с достаточно высокой точностью.

С удалением от очага землетрясения каждая волна расходится на все большую поверхность, и за счет происходящего расхождения сейсмических лучей средняя плотность потока энергии уменьшается. Кроме того, по мере распространения волны энергия упругих колебаний уменьшается в результате поглощения, т. е. необратимой потери части энергии упругих колебаний на неупругие процессы, возникающие в среде при прохождении волны. Совместный результат расхождения и поглощения обычно называют затуханием сейсмической волны; оно легко измеряется. Количественные характеристики затухания, происходящего с удалением от очага землетрясения, изучаются сейсмологами и сейсморазведчиками во многих районах.

В каждой точке наблюдения, находящейся на расстоянии Δ от эпицентра землетрясения, можно просуммировать количество энергии, пришедшей из очага в виде различных сейсмических волн через единицу площади, и назвать найденную величину плотностью энергии данного землетрясения в «рассматриваемой точке».

Мысленно окружив очаг замкнутой поверхностью, легко путем суммирования (интегрирования) по поверхности подсчитать общее количество энергии, пришедшее к этой поверхности из очага в форме сейсмических волн.

Наконец, переходя к поверхностям, все ближе расположенным к границам очага, учитывая известное нам затухание волн, мы можем найти то количество энергии, которое выделилось из очага в форме сейсмических волн. Первое такое определение было выполнено в 1911 г. Б. Б. Голицыным (см. [605], стр. 26; [432], стр. 117—121). Затем многие исследователи применяли этот метод при изучении землетрясений различных стран. В настоящее время разработаны простые формулы и номограммы, позволяющие легко оценивать энергию, излученную из очага землетрясения, зная всего лишь три или даже две величины: максимальную амплитуду записи определенных волн на сейсмограмме и расстояние от сейсмостанции до эпицентра [307, 570, 626]. Для повышения точности оценки привлекается также частота волн с максимальной амплитудой. Столь простые приемы оценки энергии землетрясения используются потому, что эта оценка дается в виде десятичных порядков. Ошибка считается $\pm 0,5$ порядка. Повышение точности упирается главным образом в малое знание формы, размеров, границ очагов землетрясений и физики происходящих в них явлений.

Определение величины энергии землетрясения, путем приближения мысленных пунктов наблюдения (распределенных по замкнутой по-

верхности) к границам очага, сильно зависит от того, где находятся эти границы. А именно они, строго говоря, и неизвестны.

Форма очага землетрясения. Часто сейсмологи условно заменяют очаг землетрясения сферой (называемой референц-сферой) определенного радиуса (в СССР обычно 10 км), внутри которой, как считают, лежит очаг (см., например, [570]). Для одних землетрясений (относительно слабых) этот радиус слишком велик, поэтому наращивание энергии при сжатии замкнутой поверхности прекращается слишком рано, т. е. энергия землетрясения занижается. Для других (относительно сильных) землетрясений радиус 10 км слишком мал, и очаг выходит за его пределы. Поэтому вычисляемая энергия завышается. По-видимому, радиус условной референц-сферы в 10 км наиболее близко подходит к условиям возникновения землетрясений с энергией 10^{15} дж, так как при ней изменяются соотношения энергии с магнитудой; очагом при этом считается область развития остаточных деформаций и разрывов [570, стр. 79].

В других сейсмологических работах очаг землетрясения представляется в виде трехосного эллипсоида, например эллипсоида вращения, единственное наибольшее круговое сечение которого является тем возникающим разрывом, который порождает землетрясение [325, стр. 163]. Длина разрыва по падению и простиранию одинаковая. Эллипсоид отождествляется с зоной дробления и пластического течения, которые, как и разрыв, могут вызвать уменьшение касательных напряжений. Таким образом, разрыв доходит до границ очага. Выделение сейсмической энергии из очага считается результатом обращения в нуль касательных напряжений на границе очага.

При определении энергии землетрясения по записям одних поверхностных волн (распространяющихся параллельно поверхности Земли и не уходящих в глубь нее), как это начал делать Джеффрис в 1923 г., очаг имеет смысл представлять в виде цилиндра с вертикальной осью, проходящей через эпицентр. Поперечное сечение для простоты считается круглым, хотя вытянутая форма разрывов и анизотропия физических свойств горных пород верхней части коры в принципе требуют более сложной формы этого сечения.

Часто очаг землетрясения представляют в форме призмы четырехугольного сечения или слоя, условные границы которого тянутся параллельно плоскости разрыва на всю его длину по простиранию и падению. По данным инструментальных наблюдений за деформациями горных пород при землетрясениях, связанных со сдвигами (смещение вдоль простирания разрыва) — в 1906 г. в Калифорнии, в 1927 г. в Японии, в 1954 г. в Неваде и др., — видно, что смещения, постепенно затухая, распространяются на расстояние до 30—50 км в направлении, перпендикулярном разрыву. Наибольшие смещения по разрыву составляют при этом лишь несколько метров (в пределе 12—15 м). Такие нарушения вдоль простирания разрыва тянутся при наиболее сильных землетрясениях на расстояние в несколько десятков, а иногда и сотен (до 450) километров.

Наконец, протяженность разрыва и связанных с ним деформаций на глубину редко оцениваются с достаточными основаниями. Одни сейсмологи продолжают разрыв до глубины поверхности Мохоровичича, другие считают, что выходящие на поверхность разрывы не погружаются столь глубоко. В итоге допускаются самые различные глубины (от 2 до 80 км). Особенно трудно решить вопрос о протяженности по падению и простиранию тех разрывов, которые не выходят на дневную поверхность.

Различно трактуется и распределение величины смещения горных пород по разрыву. Смещение по всей площади разрыва условно считается либо одинаковым по величине и направлению, либо уменьшаю-

щимся (например, линейно) от середин разрыва к его краям [432, стр. 121 —126]. В рассматриваемый призматический очаг включается не только область разрушения и пластических деформаций горных пород, но и области их упругих обратных деформаций.

Итак, размеры и форма очага землетрясения берутся сейсмологами условно и отнюдь не одинаково. Мы упоминали сферу, эллипсоид вращения (возможен более вероятный эллипсоид с тремя неравными полуосями), цилиндр и призму с четырехугольным поперечным сечением (кроме цитированных работ см. также [789, 799, 850, 884]).

Тектонические и физические аргументы при выборе этих форм очага использовались в незначительной мере, так как в целях облегчения математических решений исследователи стремились к предельному упрощению формы очага.

Процессы в очаге. Непосредственно перед возникновением разрыва и землетрясения внутри области, называемой очагом, большинство сейсмологов предполагает однородное напряженное состояние с определенной величиной максимальных касательных напряжений, достаточной для начала разрушения горных пород. Обозначим ее τ_r . Весьма важно, что в сейсмологии прочность τ_r не принято связывать с длительностью действия напряжений, как это сделано, например, в формуле (1), хотя зависимость землетрясений от чрезвычайно длительных тектонических процессов хорошо известна. В соответствии с величиной напряжения τ_r в каждом единичном объеме очага существует упругая деформация сдвига γ_{lr} и потенциальная энергия упругой деформации, которую обозначим u_{lr} . Эти величины определяются касательными напряжениями и модулем условно-мгновенного сдвига G_I горных пород в очаге

$$\gamma_{lr} = \frac{\tau_r}{G_I}; \quad (5)$$

$$u_{lr} = \frac{1}{2} \gamma_{lr} \tau_r = \frac{\tau_r^2}{2G_I} = \frac{1}{2} G_I \gamma_{lr}^2. \quad (6)$$

Эти формулы могут служить основой нахождения разрушающих касательных напряжений, если известно распределение в очаге следующих величин: первый вариант — модуля сдвига G_I и величины обратимой деформации сдвига γ_{lr} из формулы (5); второй вариант — модуля сдвига G_I и потенциальной энергии упругой деформации u_{lr} из формулы (6).

В результате появления разрыва, как считает большинство исследователей, вдоль разрыва, а также в очаге землетрясения происходит полное снятие, т. е. уменьшение до нуля, касательных напряжений, имевших до этого величину τ_r .

Разность первоначальных напряжений и напряжений после образования разрыва, которую обозначим $\Delta\tau_{\max}$, заранее считается равной:

$$\Delta\tau_{\max} = \tau_r. \quad (7)$$

Это очень важное представление используется чрезвычайно широко, хотя необходимого обоснования его не дается. Результатом уменьшения до нуля τ_r является освобождение всей потенциальной энергии упругой деформации, имевшейся в очаге, и переход значительной ее части в энергию сейсмических волн, расходящихся от очага.

Две группы сейсмологических методов определения энергии землетрясения. Первая группа методов (назовем их «внешними») основана на рассмотрении тех сейсмических волн, которые распространяются вне очага. Эти методы развивают изложенные выше идеи Б. Б. Голицына. Простейшим выражением смысла оценки энергии землетрясения U_s по максимальной амплитуде смещения почвы A и периоду T сейсмических

волн, проходящих в течение времени t через пункт наблюдения, может служить формула [432, стр. 120]:

$$U_s \approx B \left(\frac{A}{T} \right)_{\max}^2 t. \quad (8)$$

Множитель B — функция расстояния от эпицентра до точки наблюдения, а также представлений о размерах и форме очага. Как известно, отношением A/T и эпицентральной расстоянием Δ пункта наблюдения определяется очень важная величина M (магнитуда) — международно признанная энергетическая характеристика землетрясений (см. [307, 605, 432, 626, 700]).

По мнению ряда исследователей, эти методы хотя и дают представление об энергии землетрясений с точностью лишь до одного порядка, но все же полученные с их помощью оценки наиболее надежные, так как они максимально используют результаты прямых сейсмических наблюдений и содержат минимальное число предположений. При этих методах не используются никакие характеристики механических свойств или напряженного и деформированного состояния горных пород внутри области очага.

Вторая группа методов (назовем их „внутренними“) истолковывает результаты измерений и ряда предположений о процессах внутри очага землетрясения. Физической основой всех выкладок служат формулы типа (6). Известные примеры оценок такого рода были выполнены в Японии К. Касахара [824] и в США Л. Кнопвым [825]. Для того чтобы с предельной ясностью передать исходные физические представления обсуждаемого метода, за которыми следуют формальные математические решения, воспользуемся словами В. А. Магницкого [432, стр. 122—126]:

«При снятии в момент землетрясения упругих деформаций и напряжений происходит высвобождение потенциальной энергии упругих деформаций. Эта энергия расходуется в процессе разрушения и сдвига, а также переходит в сейсмическую энергию упругих колебаний. Хотя доля энергии, перешедшей в энергию колебаний, пока не может быть достоверно установлена, тем не менее можно считать, что в энергию колебаний переходит почти вся потенциальная энергия. Это видно хотя бы из тех соображений, что потенциальная энергия накапливалась в очень большом объеме деформированной среды, потери же на неупругие эффекты в таких случаях приурочены лишь к очень малому объему очага — почти к поверхности» (разрядка моя — М. Г.).

Для оценки энергии землетрясения можно, таким образом, воспользоваться энергией упругих деформаций, накопившихся к моменту землетрясения. К сожалению, даже в наиболее благоприятных случаях мы знаем картину деформаций лишь на поверхности Земли. Как меняются деформации с глубиной, мы пока из непосредственных наблюдений не знаем. В первом приближении можно считать, что деформации и напряжения были одинаковы на всю глубину разрыва.

К. Касахара [824] после интегрирования по всему объему очага величины потенциальной энергии единицы объема, используя ряд допущений, получил для энергии землетрясения

$$U_s = \left(K + \frac{4}{3} G_I \right) \frac{D a_0^2}{\beta L} + \frac{G_I}{3} D L \beta a_0^2, \quad (9)$$

где K — модуль всестороннего сжатия; G_I — модуль условно-мгновенного сдвига (его называют также модулем твердости); D — глубина проникновения разрыва; L — половина длины разрыва по простирацию

(в направлении смещения крыльев); a_0 — наибольшее смещение крыльев по разрыву; β — коэффициент, характеризующий уменьшение смещения a при удалении от разрыва в направлении x по нормали к плоскости разрыва (в формуле $a = a_0 e^{-\beta x}$).

При использовании формулы К. Касахары (9) большую трудность представляет определение глубины разрыва D . Кроме того, высказываются возражения относительно возможности предположенного К. Касахары сохранения величины a_0 неизменной по вертикали до глубины D .

Задачу о снятии напряжений при возникновении разрыва некоторые исследователи заменяют задачей о наложении таких же напряжений и деформаций на первоначально не напряженную среду. Полученную при этом потенциальную энергию численно приравнивают к энергии землетрясения.

Отметим сходную по физическому смыслу с формулой К. Касахары особенно простую формулу Л. Кнопова [825], в которой предполагается общая для всех землетрясений постоянная (и поэтому не выражающаяся явно) связь длины разрыва L и его амплитуды a_0 с глубиной очага D и изменением напряжений вкrest разрыва β :

$$U_s = \frac{\pi}{2} G_1 L a_0^2. \quad (10)$$

Формулы (9) и (10) связывают энергию землетрясения с величиной смещения по разрыву, длиной разрыва и упругими свойствами горных пород. Все эти величины поддаются измерению в тех довольно редких случаях, когда разрыв выходит на поверхность.

Расхождения в оценках энергии землетрясений, получаемых двумя обсужденными методами, не выходят за пределы одного десятичного порядка.

Рассмотренная вторая группа методов оценки энергии землетрясения представляет очаг как область с первоначально неоднородным распределением напряжений и упругих деформаций. Разрыв происходит в месте действия наибольших касательных напряжений и упругого сдвига. В результате смещений по разрыву и вокруг него все напряжения и возле разрыва, и вдали от него падают до нуля. Это отчетливо иллюстрирует общеизвестная схема (см. [432, стр. 122]).

Итак, считается, что при землетрясении потенциальная энергия упругой деформации по всей области очага уменьшается до нуля. Данное физическое представление, общее для «внешних» и «внутренних» методов определения энергии землетрясений, — одно из основных, оно служит ключом для перехода от энергии землетрясения к оценке первоначальных напряжений в области очага.

Оценка напряжений по энергии землетрясений. После того как приняты определенные габариты и форма очага (области снятия напряжений), вычислен объем очага, тем или иным методом найдена энергия землетрясения, сформулировано определенное представление о распределении величин обратных упругих деформаций внутри очага, можно чисто математически найти величину, на которую должны были снизиться касательные напряжения внутри очага, чтобы обеспечить выделение найденной ранее сейсмической энергии. На чисто математических особенностях этой операции мы останавливаться не будем.

На поверхности образовавшегося разрыва эту величину напряжений считают прочностью. Найденное для каждого элементарного объема внутри очага снижение напряжений, которое мы обозначим $\Delta\tau$, принято считать равным первоначальной величине напряжений перед возникновением разрыва и землетрясения; обозначим ее τ_p . Итак, в сейсмологии принято считать, что найдя $\Delta\tau$ мы определим и $\tau_p = \Delta\tau$.

Сначала для определения энергии землетрясений пользовались преимущественно «внешними» методами, при которых размеры и форма очага, а также первоначальное и конечное распределение напряжений выбирались в качестве условных с весьма малой точностью. Поэтому находившаяся тогда величина напряжений, которую считали и начальной τ_p , и разрушающей τ_r , и равной величине снижения напряжений $\Delta\tau$:

$$\tau_p = \tau_r = \Delta\tau, \quad (11)$$

представляла собой весьма приближенный результат. На примере немногих землетрясений получалось, что

$$\tau_p \approx 10^7 \div 10^8 \text{ дин/см}^2 = 10 \div 100 \text{ кг/см}^2.$$

Конечная величина напряжений в очаге τ_f после землетрясения считалась равной нулю.

$$\tau_f = 0. \quad (12)$$

В дальнейшем, когда развились «внутренние» методы определения энергии землетрясений и нахождения по ней величины разрушающих напряжений, исследователи имели в своем распоряжении неточные данные по немногим землетрясениям. Ряд величин (D , L , a , β , распределение a_0 с глубиной) можно было при этом выбирать в широком диапазоне значений. Вполне естественно отдавалось предпочтение тем значениям, которые приводили к результатам, близким к уже ставшим известными оценкам по результатам применения «внешних» методов. Совпадение результатов вычислений различными методами принималось за доказательство надежности.

Выработались приемы согласования формул, относящихся к разным группам методов.

В итоге сложилось широко распространенное представление о достоверности сейсмологических определений энергии землетрясений указанными методами с точностью в пределах одного десятичного порядка. Вместе с тем стали считаться достоверными (в общем достаточными при существующей точности расчетов) и общие физические представления, лежащие в основе обсуждаемых вычислений. Привычными и соответственно достоверными стали также оценки величины разрушающих максимальных касательных напряжений в очагах сильных землетрясений в областях с наиболее интенсивной современной тектоникой. Эти напряжения, являющиеся прочностью внутренних частей земной коры, без каких-либо оговорок принято считать порядка 10^7 дин/см^2 , лишь приближающимися к 10^8 , т. е. от 10 до 100 кг/см^2 . По данным, собранным В. А. Магницким ([432, стр. 126 и 131]), скальвающие напряжения при самых сильных землетрясениях не превосходят $8 \cdot 10^7 \text{ дин/см}^2$ (80 кг/см^2). Предположение о достижении на глубине до 20 км касательных напряжений до 10^9 дин/см^2 (т. е. 1000 кг/см^2) представляется В. А. Магницкому ([432, стр. 131]) маловероятным.

Учет тектонофизических данных

Тектонофизические данные об очагах землетрясений. Те разрывы, которые фигурируют в расчетах сейсмологов-теоретиков, с большой детальностью изучались и изучаются тектонистами, а также тектонофизиками в самых различных масштабах — от крупных регионов до отдельных шахт. Поэтому сейчас можно многое вполне достоверно сказать о строении и развитии крупных разрывов такого типа и даже тех самых, жизнь которых вызывает сильные землетрясения. Автор исследовал много разрывов в разных регионах: специальные тектонофизические работы были проведены нами на крупнейшей зоне разрывов, отделяющей Северную зону Тянь-Шаня от Срединной на Ферганском разрыве, пере-

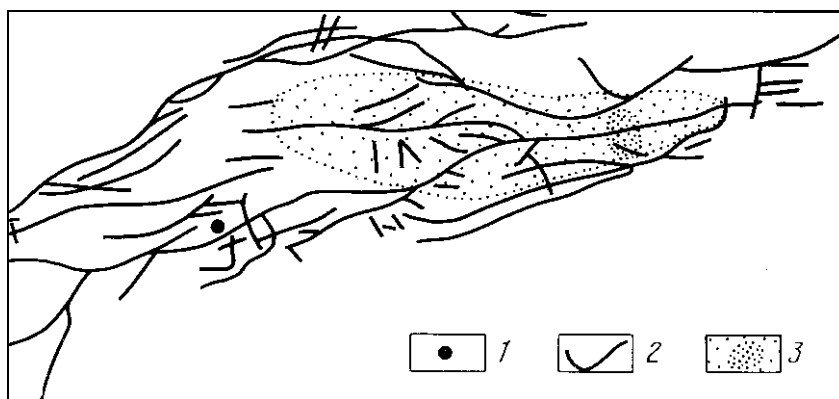


Рис. 130. Схема строения отрезка крупной зоны разрывов на южной границе Тянь-Шаня

1 — сейсмическая станция Гарм; 2 — выходы отдельных разрывов на поверхность; 3 — площадь, окруженная 8-балльной изосейстой Хаитского землетрясения 1949 г. (достигшего местами силы 9 и 10 баллов), внутри этой площади расположена проекция очага землетрясения (см. [96])

секающем наискось Срединную и Южную зоны Тянь-Шаня; на зоне разрывов, ограничивающей Тянь-Шань с юга; на разрывах, окружающих Памир с севера и запада [94, 176, 178, 181, 182, 185, 187, 189, 195]. Опубликованы многочисленные описания разрывов, выполненные другими исследователями (см., например, [70, 409]).

Разрывы, вызывающие сильные землетрясения, как по сейсмологическим, так и по тектоническим данным, имеют протяженность возникающих (или обновляющихся) при землетрясении поверхностей, составляющую десятки и сотни километров. Ширина зон этих разрывов до 10—30 км. При отдельном землетрясении смещение разделенных разрывом участков земной коры происходит не более чем на 10—15 м. Разрыв всегда имеет сложную форму поверхности, которая во многих местах непараллельна направлению смещения. Поверхность одного разрыва в разных местах бывает то волнистой, то ребристой. От нее ответвляются многочисленные второстепенные разрывы, далеко отходящие от главной поверхности (на 5—10 км, а иногда и 30 км). Такая форма требует лишь условного применения термина «разрыв», фактически мы имеем дело со сложно построенной зоной разрывов (рис. 130).

Проявление (или обновление) разрыва, вызывающего землетрясение,— процесс, который начинается с возникновения многочисленных изолированных относительно мелких предварительных разрывов, различно ориентированных в пространстве и не лежащих в плоскости будущего крупного разрыва.

Затем наступает стадия разрушения перемычек между предварительными разрывами. Это разрушение, начинаясь в разных частях будущего разрыва, развивается лавинообразно и, наконец, создает возможность относительного смещения двух крупных участков земной коры по появившейся единой непрерывной зоне крупного разрыва, получившей весьма сложную волнисторебристую форму.

Отдельное, вызывающее одно крупное землетрясение, смещение («подвижка») по разрыву реализуется за счет потенциальной энергии упругой деформации напряженной области, окружающей разрыв. Вследствие этого смещения по весьма неровному разрыву, вокруг него образуются новые сопутствующие разрывы и возникают значительные пластические и упругие деформации. Лишь в немногих участках происходит раскрытие разрыва с появлением полости. В таких местах касательные напряжения у поверхности разрыва могут уменьшаться до нуля. Однако

на значительных по величине участках крылья разрыва трутся одно о другое, встречая настолько сильное сопротивление смещению, что создаются большие местные сильные пластические деформации и швы из сильно раздробленных пород и вновь образующихся минералов, которые возникают при повышенных давлениях и температуре. После прекращения смещения горные породы вдоль таких мест поверхности разрыва продолжают испытывать значительные касательные напряжения. Во многих участках неровности одного крыла разрыва упираются в неровности другого, взаимно деформируются, частично рассекаются сопутствующими разрывами и после прекращения смещения по разрыву длительно остаются сильно напряженными.

Схема развития крупного разрыва весьма сложна и не может быть здесь полностью охарактеризована. Отметим лишь то, что изменяющиеся со временем внешние усилия, действующие на область существования разрыва, неоднократно создают обстановку растяжения перпендикулярно зоне разрывов. В этих условиях на многих участках зоны разрыва раскрываются и образуют полости, которые в течение короткого времени заполняются жилами самого различного состава от магматических пород (даек), рудных, кварцевых, кальцитовых до песчаных и озокеритовых (из затвердевшей нефти). Эти движения раскрывания и заполнения разрывов жилами сейсмически не активны. Поэтому далее мы не будем их рассматривать.

На протяжении многих лет автор с сотрудниками изучает поляризационно-оптическим методом напряженное состояние моделей, в которых воспроизводится развитие тектонических разрывов [181, 182, 189, 195, 213—215]. Конечно, многие особенности изменения напряжений вследствие появления разрывов зависят от типа нагружения и деформации модели, свойств материала, места возникновения и формы разрыва. Однако имеются и общие достоверно устанавливаемые закономерности изменения напряжений вокруг образовавшегося разрыва. Остановимся на них, имея в виду простейший случай плоского разрыва, возникшего внутри массива, размеры которого намного превышают величину разрыва (см. также гл. 31).

Разрыв образуется в той части массива, где действуют наиболее высокие касательные напряжения. Размеры этой части массива могут ненамного превышать размеры разрыва, и тогда поле напряжений следует считать неоднородным (как при определении энергии землетрясений «внутренними» методами). Однако обсуждаемые ниже закономерности напряжений сохраняют свою силу и при весьма обширных, однородно напряженных областях вокруг возникающих разрывов (как это может быть при определении энергии землетрясения «внешними» методами).

Модели представляют собой пластины из низкомолекулярного упругого прозрачного материала — геля ацетилцеллюлозы в бензиловом спирте, — разработанного в лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР.

Механические и оптические свойства геля удовлетворяют условиям подобия для моделирования кратковременных тектонических процессов [798, 195, 184, 517, 514]. Пластины помещаются между стеклами и зажимаются более жесткими металлическими упорами до возникновения требуемых касательных напряжений, о величине которых можно судить по окраске изображения модели, просвечиваемой поляризованным светом.

Модели находятся в условиях либо трехосного неравномерного по осям сжатия (растяжения) при плоском деформированном состоянии, либо трехосного деформированного состояния в условиях плоского сжатия (растяжения). Применялись также разновидности сдвигания в сочетаниях со сжатием и растяжением. Затем в направлении действия максимальных касательных напряжений в модели делались прорезы. Вокруг них возникали отчетливые изменения напряженного состояния

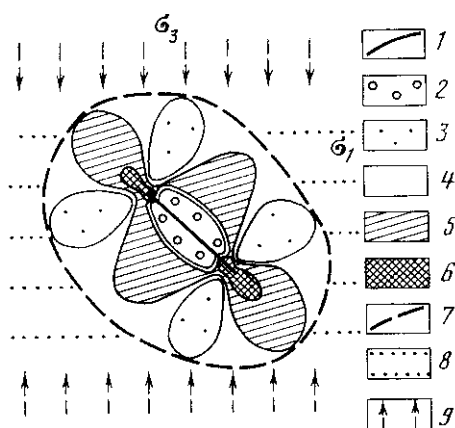


Рис. 131. Схема простейшего очага землетрясения (по данным испытания моделей)

1 — разрыв (прорезь в модели); участки: 2 — наибольшего снижения максимальных касательных напряжений, 3 — незначительного снижения напряжений, 4 — сохранения первоначальной величины напряжений, 5 — незначительного повышения напряжений, 6 — наибольшего повышения напряжений; 7 — условная граница очага землетрясения; 8 — направления алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1 ; 9 — направления алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 .

моделей (рис. 131). Важно, что величина сжатия (деформации) моделей при этом нами не изменялась. Внешние жесткие упоры оставались неподвижными. Следовательно, внешние силы не совершали никакой новой работы, и к модели не подводилось никаких новых порций энергии. Изменение потенциальной энергии внутри моделей было результатом только появления прорезей (разрывов).

Первая особенность реакции моделей на появление практически плоской прорези заключается в том, что касательные напряжения, в общем снижаясь у самой прорези, нигде не падают до нуля. Локальные неровности в пределах прорези вызывают местное повышение напряжений. Основная область снижения напряжений тянется вдоль прорези и распространяется вкrest нее на расстояние, соизмеримое с длиной прорези в направлении смещения (касательных напряжений), в одних случаях превышая ее, в других оказываясь несколько меньшей. В местах наибольшего снижения напряжений вблизи от прорези они уменьшаются до 0,6 первоначальной величины.

Вторая особенность — снижение напряжений в стороне от прорези, нигде не доходя до нуля, непрерывно уменьшается с удалением в направлении поперек прорези. Снижение напряжений уменьшается и к концам прорези. В некоторых случаях, например при деформации сдвига в горизонтальном направлении (как при развитии известных геологических сдвигов Сан-Андреас в Калифорнии, Кураминских в Средней Азии и подобных им), возле концов прорези поперек к ним, подобно букве Т, проходят второстепенные зоны незначительного снижения напряжений. Таким образом, все наблюдаемые области частичного снижения напряжений ни в коей мере, не дают оснований говорить о том, что в их пределах происходит полное освобождение всей потенциальной энергии упругой деформации. Несомненно, что в областях снижения напряжений сохраняется значительная часть первоначальной упругой деформации.

Третья важнейшая особенность — значительное повышение касательных напряжений на продолжении концов всех прорезей, за исключением тех случаев, когда концом является выход прорези на свободную поверхность модели. На продолжении прорези в ненарушенном материале модели касательные напряжения возрастают вплоть до 1,7 раза.

Четвертая особенность — параллельно прорези (после области снижения напряжений) наблюдается полоса слабого повышения напряжений.

Таким образом, в моделях в результате появления прорези возникают не только области снижения напряжений, из которых высвобождается часть потенциальной энергии упругих деформаций, но всегда существуют

и участки заметного повышения напряжений, являющиеся местами увеличения потенциальной энергии упругой деформации. В такие места переходит какая-то доля энергии, освободившейся из областей снижения напряжений. Это еще сокращает количество энергии, освобождающейся из окрестностей разрыва и могущей перейти в энергию сейсмических волн.

Утверждение, что наблюдаемое на моделях увеличение напряжений вокруг краев прорезей следует ожидать и вокруг краев природных разрывов, может вызвать возражение и быть расценено как невероятное, если придерживаться наиболее распространенных в технике простейших представлений о прочности. Они требуют для образования разрывов определенной величины напряжений и не допускают возможности действия в породах более высоких напряжений.

В тектонофизике должны использоваться более сложные представления о прочности, связывающие возникновение разрушения не только с величиной, но и с длительностью действия напряжений. В простейшей форме это сделано в уравнении (1). Длительность подготовки землетрясения составляет, как известно, десятки, сотни и даже тысячи лет. Ясно, что действующие при этом напряжения τ_{\max} намного ниже условно-мгновенной прочности, обозначенной в уравнении (1) символом $P_{1\tau}$:

$$\tau_{\max} \ll P_{1\tau}. \quad (13)$$

Когда в результате длительного действия этих напряжений они становятся разрушающими $P_{\sigma\tau}$, и наступает условие

$$\tau_{\max} = P_{\sigma\tau}, \quad (14)$$

образуется разрыв. Около его концов величина напряжений может значительно повыситься по сравнению с $P_{\sigma\tau}$ и не вызвать разрушения на протяжении некоторого времени. Чем выше эти новые напряжения, тем короче будет время их действия до нового разрушения материала. Пределом повышения напряжений служит условно-мгновенная прочность, при достижении которой произойдет немедленное разрастание основного разрыва.

Итак, данные о моделях с полной очевидностью показывают, что даже в простейшем случае возникновения одиночного плоского разрыва из его окрестностей может выделиться в виде сейсмических волн количество энергии намного меньше той, которая первоначально содержится в области возникновения разрыва и изменения напряжений.

Оценка напряжений с учетом тектонофизических данных. Если принять во внимание перечисленные выше вполне достоверные тектонофизические представления, сложившиеся в течение последнего времени, в оценку первоначальных касательных напряжений в очаге землетрясения потребуется ввести определенные уточнения.

Под очагом землетрясения понимают главную сложнопостроенную зону разрывов, сопровождающие ее сопутствующие разрывы, которые образуются во время основного сейсмогенного смещения по главному разрыву, и пластические деформации. В пределы очага следует включать и все связанные с главным разрывом участки заметного изменения напряженного состояния его окрестностей. Очень важно, что среди них имеются участки повышения напряжений. Все перечисленные элементы очага являются местами значительного поглощения энергии. Только участки снижения напряжений, которые почти нигде не доходят до нуля, служат местами частичного освобождения потенциальной энергии упругой деформации.

Таким образом, очаг имеет весьма сложную неоднородную внутреннюю структуру, которую рис. 131 передает лишь в виде принципиальной схемы. Внешние границы области очага напоминают трехосный эллипсоид и выходят за пределы распространения основной зоны разрывов.

Границы природного очага землетрясения могут быть найдены сейсмологическими методами, так как периферические зоны концентрации напряжений узнаются по приуроченности к ним гипоцентров афтершоков, окружающих плейстосейстовую зону наибольших разрушений. Афтершоки с эпицентрами внутри последней связаны с местами повышения напряжений в главной зоне разрывов и сопутствующих ей деформаций и разрывов.

Граница очага землетрясения условная. Примем некоторое определенное ее положение. Очаг в целом характеризуется тем, что из него выделяется энергия землетрясения U_s , количество которой определяется «внешними» сейсмологическими методами вполне объективно. В силу согласованности «внутренних» методов с «внешними» «внутренние» методы дают приближенно верное представление о выделившемся количестве сейсмической энергии U_s . По мере удаления от очага общее количество сейсмической энергии, проходящей через замкнутую поверхность, окружающую очаг, постепенно уменьшается из-за поглощения колебаний и расхождения сейсмических лучей. Это затухание энергии сейсмических волн — качественный признак внеочаговой области. С учетом тектонофизических данных очевидно, что до землетрясения в области очага была накоплена потенциальная энергия упругой деформации, называемая первоначальной U_p , которая намного превышала выделившуюся энергию сейсмических волн U_s . После землетрясения в очаге сохраняется значительное количество конечной потенциальной энергии упругой деформации U_f . Связь между этими количествами энергии:

$$U_p > U_s + U_f. \quad (15)$$

Значительное количество энергии U_d оказывается израсходованным (и пока еще не учтенным нами) на развитие главного и сопутствующих разрывов и на пластические деформации. Эта энергия переходит в тепло и энергию кристаллических решеток вновь образующихся минералов:

$$U_p = U_s + U_d + U_f. \quad (16)$$

Примем

$$\Delta U = U_s + U_d, \quad (17)$$

тогда

$$\Delta U = U_p - U_f. \quad (18)$$

Назовем условно-эквивалентным очагом землетрясения область таких форм, размеров и объема, которая принимается за очаг землетрясения при обычных сейсмологических расчетах и выделяет из себя энергию землетрясения U_s . Согласно тектонофизическим представлениям, выраженным равенством (17), величина U_s меньше освободившейся в очаге энергии ΔU и в порядке первого приближения может быть связана с ней коэффициентом пропорциональности n :

$$U_s = \Delta U - U_d \approx n\Delta U. \quad (19)$$

Ясно, что $n < 1$. В сейсморазведке и в физике взрывов n считается порядка 10^{-2} ; каков он при землетрясениях — еще неизвестно.

Величина освободившейся в очаге энергии ΔU , как следует из уравнений (16) и (17) и всего сказанного, отнюдь не равна ни энергии землетрясения U_s , ни первоначальному количеству энергии U_p . Эти величины связаны соотношением

$$U_s + U_d = \Delta U = U_p - U_f. \quad (20)$$

Оно позволяет, в порядке первого приближения, ввести некоторый коэффициент пропорциональности ω между освобождающейся энергией ΔU и первоначальной энергией U_p :

$$\Delta U \approx \omega U_p. \quad (21)$$

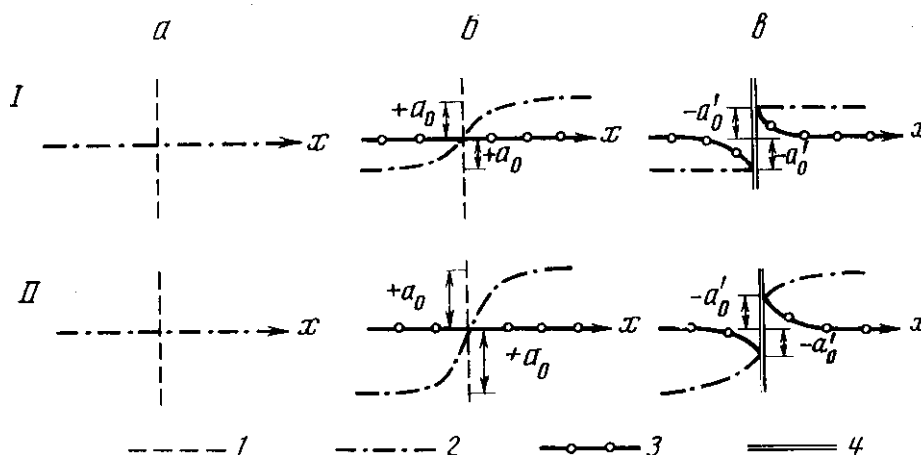


Рис. 132. Традиционная (I) и предлагаемая (II) схемы развития перемещений вследствие прямой и обратной упругих деформаций при образовании разрыва

a — линия будущего разрыва (1) и первоначальное положение перпендикулярной к ней мысленной прямой линии (2), совпадающей с осью x ; $б$ — образовавшаяся прямая упругая деформация линии (2) и проведенная вкrest линии будущего разрыва (1) новая прямая (3), отмеченная на местности геодезическими знаками: v — образовавшийся разрыв (4) со смещением ($-a'_0$ или $+a'_0$), достоверная линия смещенных геодезических знаков (3), предполагаемое положение мысленной линии (2) после обратной упругой деформации

Ясно, что и этот коэффициент меньше единицы. По основанному на моделях предварительному суждению он порядка 10^{-1} или даже 10^{-2} . Подставив (21) в формулу (19), получим, что энергия землетрясения U_s , определяемая сейсмологами с точностью до порядка, не должна считаться равной первоначальной энергии очага U_p , а должна связываться с последней посредством двух коэффициентов пропорциональности n и ω , каждый из которых существенно меньше единицы:

$$U_s = n\omega U_p. \quad (22)$$

Но первоначальная энергия землетрясения в формулах «внешних» и «внутренних» методов вычислялась при помощи величин, большая часть которых, как считают сейсмологи, не может быть сильно изменена. Если это так, значит должно быть изменено исходное априорное представление, лежащее в основе формул «внешних» и «внутренних» методов:

$$U_s = U_p. \quad (23)$$

Вместо него следует принять формулу (22). Тогда для сохранения равенства (22) мы должны будем значительно увеличить U_p . При фиксированной форме, размерах и объеме очага это возможно лишь за счет сильного увеличения первоначальных средних касательных напряжений в очаге, считающихся постоянными при «внешних» методах, или первоначального наибольшего упругого смещения a_0 (определяющего величину наибольших напряжений) при «внутренних» методах. При этом необходимо ввести различие между величиной прямого упругого перемещения в зоне будущего разрыва ($+a$) и величиной обратного упругого перемещения ($-a'$) после возникновения разрыва. Как показано на рис. 132, I, наибольшие a_0 и все остальные значения перемещений обычно удовлетворяют условию

$$|+a| = |-a'|. \quad (24)$$

При использовании тектонофизических данных следует принять за

основу всех последующих выкладок другое условие (рис. 132, II):

$$|+a| > |-a'| \quad (25)$$

и, в частности, $|+a_0| > |-a'_0|$.

Все перечисленные тектонофизические дополнения к традиционным представлениям об очаге землетрясения сводятся к необходимости увеличения среднего для него значения максимальных касательных напряжений. Если при традиционных вычислениях с точностью до порядка находят величину 10^7 – 10^8 дин/см² и считают маловероятной 10^9 дин/см², то с учетом тектонофизических данных надо по меньшей мере перейти к наибольшей допускаемой величине, на один порядок большей, т. е. к 10^9 дин/см². Наименьшей из величин этого порядка является $1 \cdot 10^9$ дин/см² = 1000 кг/см². Если точность определений считать $\frac{1}{2}$ десятичного порядка, то получим диапазон от 300 до 3000 кг/см². Последняя величина, совпадающая с условно-мгновенными прочностями, слишком высока. Поэтому точность правильнее предполагать $\pm 50\%$, что дает диапазон допускаемых максимальных касательных напряжений от 500 до 1500 кг/см². Они ожидаются нами в сейсмически и тектонически наиболее активных регионах в качестве средних значений максимальных касательных напряжений на значительных участках внутри земной коры (составляющих не менее 10% от площади обширных тектонических регионов). Под участком подразумевается зона, окружающая траекторную поверхность максимальных касательных напряжений, пересекающая значительную часть земной коры или всю ее толщу. Вероятно, это среднее значение близко к тому, которое может быть зафиксировано на глубине 10–20 км.

Воспользуемся понятием об условном эквивалентном очаге, форма, объем и сейсмическая энергия которого, а также начальная и конечная энергия упругой деформации равны таковым у природного очага. Распределение начальных и конечных напряжений в условно-эквивалентном очаге равномерное. Величина напряжений везде равна среднему значению. Этим условием очаг отличается от природного. Объем очага v можно положить пропорциональным третьей степени длины разрыва по простиранию l при коэффициенте пропорциональности λ . На моделях он оказывается порядка единиц. Теперь сейсмическая энергия, выделяемая из единицы объема условного очага:

$$u_s \approx n\omega \frac{\bar{\tau}_{\max}^2}{2G_I}, \quad (26)$$

где $\bar{\tau}_{\max}$ — средняя величина максимальных касательных напряжений в очаге. А из всего очага, объем которого

$$v \approx \lambda l^3, \quad (27)$$

выделяется общая энергия землетрясения U_s (измеряемая «внешними» и «внутренними» методами):

$$U_s = \frac{n\omega\lambda}{2G_I} l^3 \bar{\tau}_{\max}^2. \quad (28)$$

Из последнего выражения следует формула для вычисления средних для очага максимальных касательных напряжений $\bar{\tau}_{\max}$, учитывающая тектонофизические представления [183, 187, 193, 799]:

$$\bar{\tau}_{\max} \approx \sqrt{\frac{2G_I U_s}{n\omega\lambda l^3}}. \quad (29)$$

Важной задачей дальнейших совместных тектонофизических и сейсмологических исследований должно быть изучение величин коэффициентов n , ω , λ , которые являются, вероятно, функциями различных факторов.

Все величины, входящие в правую часть формулы (29), могут быть определены различными методами. В итоге для слабосейсмических областей платформ возможны $\bar{\tau}_{\max} = 100 \text{ кГ/см}^2$, а в сейсмически активных горных районах $\bar{\tau}_{\max} = 1000 \text{ кГ/см}^2$.

Так мы приходим к представлению, что образование разрывов и землетрясений в тектонически наиболее активных районах происходит при значительно большей величине напряжений, чем в тектонически малоактивных районах. Такие соотношения вытекают, в частности, из использования представлений о длительной прочности (1) и остаются непонятными, если пользоваться традиционными для сейсмологии представлениями о прочности, не учитывающими влияния длительности действия напряжений. Считая прочность функцией времени (например, типа записанной в формуле (1)), мы представляем себе, что в тектонически наиболее активных областях особенно высокие касательные напряжения приводят к образованию разрывов и землетрясений через относительно короткие промежутки времени. В районах с малой активностью тектонических процессов напряжения меньше и они должны действовать дольше, чтобы вызвать разрыв и землетрясение. Поэтому на платформах повторяемость землетрясений намного меньше, чем в областях горообразования (при той же энергии землетрясения). Если бы прочность коры во всех районах была одинаковой, как обычно считают, то разрушение происходило бы на платформах и в областях горообразования при одинаковых напряжениях. Но на платформах все структурные элементы, в том числе и разрывы, крупнее, чем в областях горообразования. Значит, самые сильные землетрясения (по энергии) были бы на платформах, чего в действительности не наблюдается.

Измерения в горных выработках ⁴

В шахтах и штольнях небольшие участки массива освобождаются от давления окружающих пород путем бурения специальных скважин. При этом измеряются обратные упругие деформации участков, которые дают возможность вычислять величину снятых напряжений. В гранитном слое коры на глубине до 450 м первичные (не искаженные горными выработками) максимальные тектонические касательные напряжения на Балтийском щите в Швеции [807] и на Кольском п-ове [656], по-видимому, составляют 20—110, редко — 160—180 кГ/см^2 . На Украинском щите, по данным Г. В. Тохтуева и И. Д. Ривкина, эти напряжения часто достигают 20—40 кГ/см^2 . Эти величины должны быть меньше длительно действующих касательных напряжений, вызывающих образование сколовых разрывов на большой глубине внутри земной коры, где прочность пород увеличена за счет большего всестороннего давления.

Итак, по данным прямых измерений в горных выработках на малой глубине в сейсмически и тектонически наименее активных районах получаются величины максимальных касательных напряжений, несколько превышающие те, которые вычисляются по чисто сейсмологическим «внешним» и «внутренним» методам в сейсмически и тектонически самых активных районах. Освободиться от этого парадокса можно, различными путями, например, отказаться в доверии результатам измерений в шахтах. Именно так сейчас поступают многие тектонисты и геофизики, хотя твердых оснований для этого у них нет.

Другим путем согласования противоречивых оценок величины напряжений служит учет тектонофизических данных, который позволяет на 0,5—1 порядок поднять величину напряжений, вычисляемых по сейсмологическим данным, и в итоге получить хорошее согласование их с результатами измерений в шахтах.

⁴ См. также гл. 32.— Прим. ред.

Анализ градиента скорости тектонических движений

Средняя для длительного времени величина градиента скорости тектонических движений земной коры $|grad V|_m$, измеренных на поверхности Земли, может быть связана некоторым коэффициентом пропорциональности Φ со средней скоростью деформации D в окрестностях точки внутри коры. Ясно, что Φ является функцией координат точки, причем эта функция зависит от ряда особенностей конкретного механизма деформирования коры. На моделях и путем математических решений можно находить численные значения Φ для разных точек в коре, если задаться определенным механизмом ее деформирования. Скорость деформации коры D наряду с эффективной вязкостью η_{III} (характеризующей пластическую деформацию) определяет величину максимальных касательных напряжений τ_{max} в рассматриваемом элементе объема внутри коры:

$$\tau_{max} = \eta_{III} D \approx \eta_{III} \Phi |grad V|_m. \quad (30)$$

Эта формула дает максимальную величину напряжений, достигаемую в течение коротких промежутков времени (годы, десятилетия), если в ней используется средняя величина градиента скорости для такого же времени. Если же мы используем величину градиента, среднюю для тысячи, миллионов или десятков миллионов лет, которая сильно уменьшается с увеличением времени осреднения [196, 198, 199, 209], в формулу (30) необходимо ввести корректирующий множитель. Особенно большие затруднения возникают в связи с выбором величины η_{III} . Из общих физических представлений следует, что она должна уменьшаться по мере роста $|grad V|_m$. Поэтому нельзя ожидать прямой пропорциональности между $|grad V|_m$ и τ_{max} , а также нельзя при разных величинах $|grad V|_m$, пользоваться одним значением η_{III} для земной коры.

Территория СССР (см. рис. 129) разделена нами на зоны четырех типов в зависимости от величины градиента скорости, средней для последних 30 млн. лет.

Градиент скорости последовательно возрастает при переходе к каждой следующей зоне в 3 раза.

В связи со сказанным выше о вязкости следует ожидать, что напряжения увеличиваются при этом в меньшей мере. Сопоставление рис. 128 и 129 показывает, что преобладающая относительная величина напряжений в тех же зонах различается приблизительно на одну и ту же величину, равную обычно ζ , реже 2ζ .

Обобщение существующих инструментальных данных о градиенте скорости современных движений [209] позволяет считать, что в наиболее подвижных областях преобладающим градиентом современной скорости является $10^{-6} год^{-1}$, в пределе он доходит до $10^{-4} год^{-1}$. В наименее подвижных областях наибольший градиент скорости современных движений в среднем $10^{-8} год^{-1}$, а в предельных случаях доходит до $10^{-6} год^{-1}$. Эти величины градиента скорости движений, принимая Φ от 1 до 10 (т. е. 3, что соответствует половине десятичного порядка в логарифмическом масштабе), приводят к скорости деформации коры, при которой в наиболее тектонически активных районах при касательных напряжениях в 1000 кг/см^2 эффективный коэффициент вязкости коры оказывается от 10^{22} нз (при градиенте скорости $10^{-6} год^{-1}$) до 10^{20} нз (при градиенте $10^{-4} год^{-1}$). В наименее подвижных областях при касательных напряжениях в 100 кг/см^2 получаем при градиенте $10^{-8} год^{-1}$ эффективную вязкость 10^{23} нз , а при градиенте $10^{-6} год^{-1}$ — соответственно вязкость 10^{21} нз . Вычисленные значения вязкости лежат в разумном (привычном) интервале. Общее изменение действующих напряжений составляет 5ζ , где ζ — величина, входящая в формулу (1).

Результат определений абсолютной величины наибольших касательных напряжений

В настоящее время автору не представляется правильным математически точное, но физически мало обоснованное тщательное вычисление напряжений в земной коре по какому-нибудь одному методу. При имеющихся данных более надежно подобрать такие величины напряжений, которые наименее противоречат существующим сейчас независимым результатам полевых и лабораторных исследований, рассмотренным выше. В итоге предлагается следующий ряд чисел. Для наименее подвижных областей принимается величина τ_{\max} до 100 ± 50 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, для наиболее подвижных считаем τ_{\max} до 1000 ± 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Этот интервал разделен поровну между зонами двух промежуточных типов.

Итак, принимается ряд чисел, которые приблизительно характеризуют максимальные касательные напряжения в зонах четырех типов: 100, 400, 700, 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Каждое число считается выбранным с возможной ошибкой $\pm 50\%$. Оно приблизительно характеризует максимальные касательные напряжения в среднем для всего вертикального сечения коры. Оно, вероятно, совпадает с величиной напряжений, действующих на глубине от 10 до 20 км. Эти числа были выбраны без какого бы то ни было использования существующих оценок вязкости, которым они не противоречат. Выбранные величины максимальных касательных напряжений являются первым приближением, они в дальнейшем должны уточняться путем комплексного использования различных методов.

Принятое различие между величиной τ_{\max} в зонах разного типа, равное 300 ± 150 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, согласно оценке относительной величины напряжений, должно быть согласовано с коэффициентом ζ из уравнения (1).

Если мы приняли диапазон наибольших касательных напряжений от 100 до 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, это при точности в $\pm 50\%$ дает колебание диапазона от 50—500 до 150—1500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Согласно рис. 128 в этом диапазоне укладываются от 3ζ до 5ζ , которые определяют четырехзональное деление территории СССР (см. рис. 129). Разделяя возможные диапазоны напряжений на числа от 3ζ до 5ζ , получаем значения ζ от 90 до 450 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, т. е. 270 ± 180 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, округленно 300 ± 200 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Такое вычисление ζ более чем условно, так как существование зависимости (1), т. е. постоянство ζ в широком диапазоне напряжений, совершенно не доказано. Возьмем все же для интереса крайние наиболее благоприятные для расчета числа: $P_{\text{от}} = 500$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$; $P_{\text{ит}} = 5000$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$; $\zeta = 100$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Тогда согласно (1) $\ln \delta = 45$, а $\lg \delta = 10$. Значит, при выбранных числах и количественной справедливости (1) снижение напряжений от наибольших условно-мгновенных $P_{\text{ит}} = 5000$ до 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ может привести к длительности подготовки появления разрыва и землетрясения в природе до 300—1000 лет. Полученные числа, согласно результатам В. И. Бунэ [93], правдоподобны. Это служит не подтверждением уравнения (1) и всех выбранных для подстановки в него чисел, а лишь признаком того, что пройденный нами путь рассуждений, возможно, близок к правильному, хотя и требует многих уточнений.

Таким образом, входящие в формулу (3) величины, возможно, близки к следующим: $x \approx 400 \pm 200$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, $\zeta \approx 300 \pm 200$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ВЕЛИЧИНЫ ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ

Всестороннее давление σ_m зависит прежде всего от глубины h и веса единицы объема породы γ , т. е. от веса $\sigma_g = \gamma h$ вышележащих пород, давящих на единичную горизонтальную площадку. Деформации земной коры сопровождаются действием касательных напряжений τ_{\max} , которые указывают на отличие напряженного состояния от гидростатического.

Рассмотрим связь между величинами σ_m и τ_{\max} для трех возможных случаев соотношения σ_g и главных нормальных напряжений, а также для предельных типов напряженного состояния: $-\sigma_2 = -\sigma_3$ и $-\sigma_2 = -\sigma_1$. Если вертикальное сжатие σ_g является наибольшим из сжимающих напряжений ($-\sigma_3$), то наличие горизонтальных сжимающих напряжений $-\sigma_1$ и $-\sigma_2$ с меньшей абсолютной величиной приводит к понижению всестороннего давления σ_m по сравнению с величиной σ_g .⁵

Пусть $\sigma_g = -\sigma_3$, тогда при $-\sigma_2 = -\sigma_3$ величину σ_m можно выразить через τ_{\max} , аналогично тому, как это было сделано в гл. 30:

$$\sigma_m = -\sigma_3 + \frac{2}{3}\tau_{\max} = \sigma_g + \frac{2}{3}\tau_{\max}, \quad (31)$$

а при $-\sigma_2 = -\sigma_1$

$$\sigma_m = -\sigma_3 + \frac{4}{3}\tau_{\max} = \sigma_g + \frac{4}{3}\tau_{\max}. \quad (32)$$

Вертикальное сжатие σ_g может быть не наибольшим из сжимающих, а наименьшим, т. е. $-\sigma_1$. Тогда превышающие его по абсолютной величине горизонтальные сжимающие напряжения $-\sigma_2$ и $-\sigma_3$ приводят к тому, что всестороннее давление оказывается сильнее, чем σ_g .

Пусть $\sigma_g = -\sigma_1$, тогда при $-\sigma_2 = -\sigma_3$

$$\sigma_m = -\sigma_1 - \frac{4}{3}\tau_{\max} = \sigma_g - \frac{4}{3}\tau_{\max}. \quad (33)$$

Пусть $\sigma_g = -\sigma_2$, тогда при $-\sigma_2 = -\sigma_1$

$$\sigma_m = \sigma_g - \frac{2}{3}\tau_{\max}. \quad (34)$$

В наиболее общей форме всестороннее давление σ_m на определенной глубине связывается с напряжением от веса вышележащих пород σ_g и величиной максимальных касательных напряжений τ_{\max} формулой

$$\sigma_m = \sigma_g \pm \frac{2 \div 4}{3}\tau_{\max} \approx \sigma_g \pm \tau_{\max}. \quad (35)$$

Знак и величина числового коэффициента перед τ_{\max} зависят от типа напряженного состояния коры. Если гидростатическое напряженное состояние осложняется дополнительным сжатием, создается соответствующая величина τ_{\max} , которая входит в формулу (35) со знаком минус, а при дополнительном растяжении τ_{\max} пишется со знаком плюс. Заметим, что вообще все сжимающие напряжения считаются отрицательными (в том числе и σ_g), а растягивающие — положительными.

Приведенный выше ряд чисел для τ_{\max} в зонах разного типа дает представление о том, что всестороннее давление в средней части земной коры может отличаться от σ_g на величину вплоть до ± 1500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, создавая на одной глубине возможность перепада всестороннего давления до 3000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Такое изменение давления в состоянии существенно влиять на процессы магмообразования [192,196].

ВЫВОДЫ

1. Точное измерение или вычисление напряжений, действующих внутри земной коры и связанных с тектоническими процессами, в настоящее время невозможно. Однако существует ряд независимо получаемых данных о деформациях горных пород, их трещиноватости, о давлении вокруг горных выработок, о повторяемости и энергии землетрясений, а также о прочности образцов горных пород, испытываемых в лабораториях, которые должны находиться в определенной количественной связи

⁵ В формулах (31)–(33) автор обозначает символами $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ абсолютные значения нормальных напряжений. — *Прим. ред.*

с напряжениями, действующими в земной коре. Сопоставление всех этих данных позволяет подобрать такие величины напряжений, которые в наибольшей мере согласуются с совокупностью всех имеющихся сейчас сведений. Эти величины превышают те, которые являются традиционными в физике Земли по данным сейсмологических расчетов. Внесенные изменения обоснованы результатами тектонофизических исследований.

2. На схематических картах (см. рис. 128 и 129) территория СССР разделена на крупные области, существенно различающиеся по напряженному состоянию земной коры. Выделено четыре типа областей в последовательности от наиболее подвижных и напряженных к наименее подвижным и напряженным. Для этих областей выбран следующий ряд чисел: 1000 ± 500 , 700 ± 350 , 400 ± 200 , 100 ± 50 кГ/см^2 , которые считаются наибольшими значениями максимальных касательных напряжений (в среднем для полного вертикального сечения земной коры).

3. Для более точной оценки напряжений и определения не средних их значений для полного вертикального сечения коры, а величин, относящихся к определенным точкам внутри коры, прежде всего требуется значительное развитие измерений вязкости и длительной прочности больших масс горных пород в природных условиях их залегания. Вязкость при этом принимается не как константа, а как переменная функция, связывающая величину напряжений в точке со скоростью пластической деформации в окрестностях этой же точки. Функция эта зависит от многих факторов, начиная со всестороннего давления и температуры. Когда вязкость горных пород в таком ее толковании станет более или менее известной, окажется возможным получать более точные оценки напряженного состояния коры с помощью математической теории и моделей, исследуемых поляризационно-оптическим и другими методами.

ГЛАВА 34

ЭНЕРГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

Проблема оценки энергии тектонических процессов весьма сложна, так как известно далеко не все, что требуется для расчетов, а то, чем мы располагаем, имеет невысокую точность. Пионерами в данном направлении исследований явились П. Н. Кропоткин [367, 372] и Е. Н. Люстих [421], которые оценивали энергию тектонических процессов для всей Земли в целом косвенным путем. Они считают, что искомая энергия должна быть меньше общего теплового потока Земли (10^{21} дж/год = $3 \cdot 10^{10}$ квт) и больше общей энергии землетрясений на всей Земле (10^{16} – 10^{18} дж/год = $3 \cdot 10^5$ – $3 \cdot 10^7$ квт). Таким образом, был указан диапазон в 4 ± 1 десятичных порядка. Предположив, что превышение энергии тектонических процессов над сейсмической составляет 2–3 порядка, они оценили искомую энергию в 10^{19} — 10^{20} дж/год = $3 \cdot 10^8$ — $3 \cdot 10^9$ квт. Дальнейшее использование косвенного метода для оценки энергии тектонических процессов в областях с различной тектонической и сейсмической активностью сталкивается с большими трудностями. Переходя от областей горообразования к платформам, мы констатируем чрезвычайно слабое уменьшение теплового потока с $1,6$ – $1,7$ $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ до $1,0$ – $1,3$ $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ [619]. Энергия землетрясений при переходе от областей горообразования к платформам уменьшается по меньшей мере в 1 000 000 раз, судя, например, по карте энергии землетрясений

в СССР, составленной Г. П. Горшковым и Г. А. Шенкаревой [236]. Таким образом, энергию тектонических процессов произвольно можно при таком же переходе считать или мало изменяющейся, или понижающейся до 1 000 000 раз. Преодоление этого затруднения может быть достигнуто лишь в результате использования тектонических данных.

К другому направлению оценки энергии тектонических процессов следует отнести первые попытки использования тектонических данных, предпринятые Ж. Гогэлем [781] и Я. Шимазу [878, 879]. Ж. Гогэль подсчитал, что на деформацию 1 г породы в Альпах при альпийской складчатости приходится 2 кал, т. е. 8 дж (или 20 дж на 1 см³ породы). Я. Шимазу, используя наши опубликованные данные о средней для неогена и четвертичного периода скорости деформации коры в областях горообразования, вычислил, что на тектоническое деформирование под 1 см² дневной поверхности за 1 сек потребляется от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-2}$ мккал, что на 6—2 порядка ниже теплового потока.

В лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР с 1965 г. ведутся исследования с целью определения энергии тектонических процессов на основе тектонических данных. Первые результаты были опубликованы в 1966—1967 гг. [198, 801, 802].

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Следует различать несколько видов потребления энергии при тектонических процессах:

$u_{(I+II)v}$ — удельная энергия обратимого изменения объема v , связанного с условно-мгновенной (I) и устанавливающейся с течением времени (II) упругими частями общей деформации 1 см³ породы;

$u_{(I+II)f}$ — удельная энергия изменения формы (f), связанного с условно-мгновенной (I) и устанавливающейся с течением времени (II) упругими частями общей деформации 1 см³ горной породы; u_{IIIv} — удельная энергия необратимого изменения объема (v), связанного с пластической частью (III) общей деформации 1 см³ горной породы; $u_{III f}$ — удельная энергия необратимого изменения формы (f), связанного с пластической частью (III) общей деформации 1 см³ горной породы;

u_d — удельная энергия, необходимая для перемещения по образовавшимся разрывам внутри 1 см³ горной породы;

u_g — удельная энергия, необходимая для перемещения 1 см³ в гравитационном поле.

После вычисления каждой из удельных энергий, интегрирование по объему рассматриваемого геологического тела приведет нас к количеству энергии данного вида, потребленного всем телом. Эти интегральные значения энергии обозначаются нами большой буквой U с такими же индексами, как у удельных энергий.

В качестве геологических тел нами берутся участки земной коры, имеющие на поверхности площадь 33×33 км $\approx 1 \cdot 10^3$ км² и протяженность по вертикали на всю толщину коры. Такие интегральные энергии будут называться локальными и вычисляться для промежутков времени в 1 год, 1000 и 10^7 лет. Локальная энергия соответствует объему крупного месторождения или очагу сильного землетрясения. Возможно вычисление энергии и для других геологических тел, например более крупных регионов, а также для более мелких структурных элементов (отдельных складок).

При тектонических процессах, которые характеризуются большой величиной пластической деформации, наибольшая часть энергии расходуется на необратимые изменения формы — энергию $u_{III f}$.

В тектонофизике исходными для вычисления этой энергии могут быть

разные формулы:

$$u_{\text{шф}} = \tau_{\text{max}} \gamma_{\text{ш max}}; \quad (1)$$

$$u_{\text{шф}} = \tau_{\text{max}} \frac{d\gamma_{\text{ш max}}}{dt} t; \quad (2)$$

$$u_{\text{шф}} = \tau_{\text{max}}^2 \frac{t}{\eta_{\text{ш}}}, \quad (3)$$

где τ_{max} — максимальные касательные напряжения; $\gamma_{\text{ш max}}$ — максимальное значение остаточной (пластической) деформации сдвига; $d\gamma_{\text{ш max}}/dt$ — скорость остаточной деформации сдвига; t — продолжительность времени деформации; $\eta_{\text{ш}}$ — вязкость, соответствующая пластической деформации при данной величине τ_{max} и существующих всестороннем давлении и температуре.

В настоящее время из перечисленных физических величин с наибольшей точностью до $1/2$ десятичного порядка определяются напряжения τ_{max} и скорость деформации $d\gamma_{\text{ш max}}/dt$ ¹, а также продолжительность деформации, оцениваемая в геологических масштабах с точностью от $1/3$ до $1/2$ десятичного порядка. Величину деформации в скором времени можно будет определять с такой же точностью, так как это уже достигается на моделях. Особенно большие ошибки (до 2—3 десятичных порядков) возможны в оценках вязкости $\eta_{\text{ш}}$. Поэтому для вычисления энергии деформации в природных объектах сейчас наиболее подходит формула (2), а в моделях — формулы (1) и (2).

ЭНЕРГИЯ ПРИРОДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Напряжения τ_{max} . Решив использовать формулу (2) и определяя энергию с ошибкой в пределах одного десятичного порядка, мы можем допустить ошибку в величине напряжений в 2 раза (т. е. на $1/3$ порядка). При рассмотрении наибольшей величины касательных напряжений, сохраняющихся в течение единиц или десятков лет, было отмечено существование четырех типов областей, которые мы будем обозначать I—IV (см. гл. 33). Они указаны в порядке возрастания активности тектонических процессов. Для областей I — платформ — были приведены возможные сейчас оценки напряжений от десятков до 100 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$ и более. Наиболее вероятной сегодня представляется величина 100 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$. Приняв ее в качестве расчетной, мы ошибаемся не более чем в 2 раза и перекроем диапазон от 50 до 200 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$. Для областей IV — с максимальной тектонической активностью (Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Камчатка) — чисто сейсмологическими методами находятся напряжения до 300 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$, а тектонофизическими — до 1000 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$. Расчетными мы считаем 700 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$ и этим перекрываем диапазон от 350 до 1400 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$.

Для областей промежуточных типов II (Урал) и III (Советский Алтай, Забайкалье), в порядке первого приближения приняты промежуточные значения, отличающиеся от крайних и друг от друга на одинаковую величину 200 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$. Так, для областей II получены напряжения 300 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$, а для областей III — напряжения 500 $\kappa\Gamma/\text{cm}^2$.

На рис. 133 изображены соотношения между сейсмологическими (заниженными), тектонофизическими (быть может, завышенными с точки зрения сейсмологов) и принятыми расчетными оценками напряжений в тектонически различных областях. Расчетные напряжения, используемые в данной работе, несколько снижены, по сравнению с предыдущими определениями энергии [801, 802].

Скорость деформации $d\gamma_{\text{ш max}}/dt$. Наибольшая скорость пластической деформации в земной коре, как показывают результаты изучения современных движений [432, 440, 458, 533], может сохранять

¹ См. сноску на стр. 499. — Прим. ред.

практически постоянной свою величину на протяжении единиц или десятков лет. В пределах больших промежутков времени очень сильно проявляется непостоянство скорости деформации [185,195,193,194,199, 209, 210]. Поэтому мы вычисляем энергию тектонических процессов для 1 года, считая скорость постоянной. Энергию для 10^3 и для 10^7 лет предположительно находим путем введения поправки на непостоянство скорости во времени. Эта поправка основана на статистической корреляционной зависимости максимального значения средней скорости деформации коры от длительности времени осреднения t . Если логарифм наибольшего значения средней скорости деформации для единиц лет

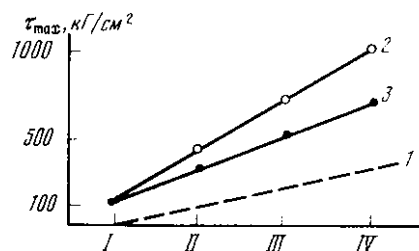


Рис. 133. Наибольшие величины касательных напряжений, достигаемые в тектонических областях I—IV типов по данным сейсмологии (1), тектонофизическим оценкам (2) и принятые в качестве расчетных при определении энергии тектонических процессов (3)

обозначать a , то наиболее вероятные величины логарифма средней скорости деформации для других промежутков времени $\lg(dy_{III\max}/dt)_t$ составят [199, 209, 210]:

$$\lg\left(\frac{dy_{III\max}}{dt}\right)_t = a - \frac{2}{3} \lg t. \quad (4)$$

Эта средняя зависимость выражает особенности стационарного тектонического режима. При изменениях тектонического режима возникают значительные отклонения от данной зависимости.

В настоящее время единственной величиной, которую можно использовать для оценки скорости деформации земной коры во многих районах, относящихся к различным тектоническим областям, является градиент вертикальной составляющей скорости тектонических движений поверхности [183, 185, 193—195]. Во избежание встречающихся иногда ошибок важно помнить о главных особенностях вычисления и использования градиента скорости тектонических движений:

а) В пластически деформируемой среде градиент скорости в некоторых случаях близок по величине к скорости деформации сдвига на глубине или закономерно связан с этой величиной. Поэтому градиент может применяться при оценках величины напряжений и энергии пластической деформации (с учетом реологических свойств среды).

б) Если градиент вычислен по движениям поверхности коры, то надо иметь дополнительные данные о механизме деформирования, имеющем место в исследуемом районе, которые позволили бы отыскать вид функции Φ , связывающей градиент скорости движений поверхности со скоростями деформации на глубине ².

в) Если имеется большое число относительно мелких разрывов в обширной области их равномерного распространения, которую мы рассматриваем макроскопически как единое целое тело, градиент скорости может быть вычислен, несмотря на существование разрывов. Его соотношения с напряжениями иные, чем между градиентом и напряжениями в той же деформируемой среде, лишенной разрывов.

г) В хрупкой среде с развивающимися крупными единичными разрывами вычислять градиент не имеет смысла. Вместо него следует определять скорость увеличения амплитуды разрыва.

² См. гл. 28 и сноску на стр. 365. — Прим. ред.

д) В недеформируемой среде, лишенной разрывов, градиент скорости имеет отношение к характеристике вращательного движения идеально твердого тела как единого целого.

е) Одна величина градиента скорости движения поверхности Земли, как таковая, недостаточна для оценки условий возникновения землетрясений. Она должна использоваться только в совокупности с данными о механизме и истории деформаций и разрывов в коре и о строении и физических свойствах коры.

ж) Рекомендации использовать среднюю скорость движения (вместо градиента скорости движения) в целях оценки напряжений, энергии деформации и условий возникновения землетрясений теоретически ошибочны и практически не оправдываются.

Работами различных исследователей [185, 193—195, 236, 498], проведенными с разной детальностью выяснено, что на территории СССР в неогене и четвертичном периоде можно объективно различать области существенно отличающиеся по величине среднего градиента вертикальной скорости тектонических движений. Между областями упоминавшихся выше четырех типов (*I—IV*) различие составляет по меньшей мере $\frac{1}{2}$ десятичного порядка, т. е. в 3 раза. Для областей крайних типов (*I* и *IV*) наибольший из средних для 10^7 лет градиент скорости движений, близкий к скорости деформации у поверхности ³ соответственно составляет: для 10^7 лет $3 \cdot 10^{-10}$ и 10^{-8} год⁻¹, для 10^3 лет — 10^{-8} и 10^{-6} год⁻¹, а для 10 лет — 10^{-7} и 10^{-5} год⁻¹. Последние величины получаются по геодезическим данным. В областях промежуточных типов (*II*) и (*III*) можно ожидать: соответственно для 10^7 лет — $1 \cdot 10^{-9}$ и $3 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹; для 10^3 лет — $5 \cdot 10^{-8}$ и $2 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹; для 10 лет — $5 \cdot 10^{-7}$ и $2 \cdot 10^{-6}$ год⁻¹.

Важно не забывать, что мы сейчас в состоянии вычислять скорость деформации лишь вблизи верхней поверхности коры. В редких случаях измеряются и вертикальная и горизонтальные компоненты вектора скорости. Обычно известна лишь вертикальная составляющая скорости. Величины скорости деформации вблизи поверхности, которые определяются по градиентам скорости, надо считать заниженными по сравнению с их значениями, относящимися к средней части коры. Поэтому мы, вероятно, получаем несколько заниженные величины энергии пластической деформации земной коры тектонического происхождения.

Энергия $U_{шф}$ и $u_{шф}$. Приняв указанные значения напряжений, скорости деформации и общеизвестную абсолютную геохронологическую шкалу, по формуле (2) легко подсчитать среднюю удельную энергию пластической деформации 1 см^3 $u_{шф}$ и локальную энергию годового деформирования земной коры на всю толщину коры под горизонтальной площадью 1000 км^2 $U_{шф}$. Для самых подвижных участков областей *I* и *IV* типа эти оценки сведены в табл. 24. Они являются приближенными, имеющими точность в пределах одного порядка, т. е. такую же, как и у оценок энергии землетрясений. Сместить их на 2 или 3 порядка вниз вряд ли удастся в будущем. Скорее их придется поднимать на 1 или более порядков.

Для областей промежуточных типов *II* и *III* следует выбрать промежуточные значения энергии. По формуле

$$\eta_{ш} = \frac{\tau_{\max}}{d\gamma_{ш\max} / dt} \quad (5)$$

можно оценить, какие значения средней вязкости земной коры соответствуют принятым нами значениям скорости пластических деформаций и напряжений. Получается, что эффективная вязкость $\eta_{ш}$, связанная с пластической деформацией при ее наибольшей скорости, составляет в областях *I* типа — 10^{22} пз, а в областях *IV* типа — 10^{21} пз. Полученные значения вязкости не противоречат существующим оценкам.

³ Автор имеет в виду напряженное состояние земной коры, близкое к чистому сдвигу. — Прим. ред.

Таблица 24
Физические характеристики областей с различной тектонической подвижностью

Физическая характеристика	Наименее подвижные области типа I	Наиболее подвижные области типа IV
Расчетная величина наибольших касательных напряжений (τ_{\max}) в течение отдельных десятилетий	100 $\kappa\Gamma/\text{см}^2 = 1 \cdot 10^8 \text{ дин}/\text{см}^2$	700 $\kappa\Gamma/\text{см}^2 = 7 \cdot 10^8 \text{ дин}/\text{см}^2$
Наибольшая скорость пластической деформации ($d\gamma_{\text{ш max}}/dt$), средняя для:		
10 лет	$1 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$	$1 \cdot 10^{-5} \text{ год}^{-1}$
10^3 лет	$1 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$	$1 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$
10^7 лет	$3 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$	$1 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$
Наибольшее потребление энергии на пластическое деформирование 1 см^3 за 1 год ($u_{\text{шф}}$) среднее для:		
10 лет	$1 \cdot 10^1 \text{ эрг} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ дж}$	$7 \cdot 10^3 \text{ эрг} = 7 \cdot 10^{-4} \text{ дж}$
10^3 лет	$1 \cdot 10^0 \text{ эрг} = 1 \cdot 10^{-7} \text{ дж}$	$7 \cdot 10^2 \text{ эрг} = 7 \cdot 10^{-5} \text{ дж}$
10^7 лет	$3 \cdot 10^{-2} \text{ эрг} = 3 \cdot 10^{-9} \text{ дж}$	$7 \cdot 10^0 \text{ эрг} = 7 \cdot 10^{-7} \text{ дж}$
Наибольшее потребление энергии на пластическое деформирование всей коры под 1000 км^2 за 1 год ($U_{\text{шф}}$), средняя для:		
10 лет	$3,6 \cdot 10^{13} \text{ дж}$	$2,5 \cdot 10^{16} \text{ дж}$
10^3 лет	$3,6 \cdot 10^{12} \text{ дж}$	$2,5 \cdot 10^{15} \text{ дж}$
10^7 лет	$1,1 \cdot 10^{11} \text{ дж}$	$2,5 \cdot 10^{13} \text{ дж}$
Наибольшая мощность тектонических процессов во всей коре под 1000 км (W), средняя для:		
10 лет	$1 \cdot 10^3 \text{ квт}$	$8 \cdot 10^5 \text{ квт}$
10^3 лет	$1 \cdot 10^2 \text{ квт}$	$8 \cdot 10^4 \text{ квт}$
10^7 лет	$3 \cdot 10^0 \text{ квт}$	$8 \cdot 10^2 \text{ квт}$
Средняя для всей области за 10^7 лет мощность тектонических процессов во всей коре под 1000 км^2 (\bar{W})	0,03 квт	8 квт
Регистрируемый современный тепловой поток через поверхность		
1 см^2	1 $\text{мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$	3 $\text{мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$
1000 км^2	$4 \cdot 10^4 \text{ квт}$	$1,2 \cdot 10^5 \text{ квт}$
Регистрируемая мощность коровых землетрясений под 1000 км^2 , средняя для		
10^3 лет	$10^{-5} - 10^{-3} \text{ квт}$	$10^1 - 10^3 \text{ квт}$
отдельного землетрясения (~10 сек)	$10^6 - 10^8 \text{ квт}$	$10^{11} - 10^{14} \text{ квт}$
Эффективная вязкость коры, соответствующая наибольшим напряжениям и скорости деформации	$3 \cdot 10^{22} \text{ нз}$	$2 \cdot 10^{21} \text{ нз}$

ЭНЕРГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МОДЕЛЯХ

Задачи моделирования. На моделях мы пытаемся разработать метод приближенного определения энергии образования локальных структурных элементов земной коры и величины создающих их тектонических сил. Для этого прежде всего необходимо научиться по форме локального структурного элемента, например складки, установить среднюю для него величину максимальной деформации сдвига $\gamma_{\text{ш max}}$. Эта величина рассматривается нами в качестве важнейшей тектонофизической характеристики геологической структуры тектонического происхождения.

Исследуя модели, мы достоверно знаем все величины, входящие в правые части формул (1)—(3). На моделях удастся определить значения всех видов удельной энергии, перечисленных выше.

Условия подобия. Количества энергии U_M , установленные на моделях, удовлетворяющих требованиям теории физического подобия [195], с помощью энергетического множителя подобия C_U переводятся в количества энергии, относящиеся к природным объектам U_0 по формуле

$$U_0 = \frac{U_M}{C_U}. \quad (6)$$

Множитель энергетического подобия C_U связан с множителями подобия напряжений C_τ и геометрических размеров C_l условием подобия

$$C_U = C_\tau \cdot C_l^3. \quad (7)$$

Это условие относится к процессам, в которых инерционные силы не играют существенной роли и ими можно пренебрегать. Таковы тектонические процессы.

Исследование моделей мы начали с двух простых механизмов: 1) поперечного изгиба горизонтально лежащей однородной толщи вертикально поднимающимся штампом, при постоянной скорости его движения; 2) продольного одностороннего горизонтального сжатия горизонтально лежащей однородной толщи, при постоянной скорости движения деформирующего штампа. Ширина возникших складок приблизительно равна исходной мощности деформируемой толщи. Модели делались из влажной бентонитовой глины (45—50% влажности).

Величина и скорость деформации $\gamma_{III\max}$ и $d\gamma_{III\max}/dt$. На моделях для каждой стадии развития складки вычислялась величина возникшей логарифмической деформации сдвига во многих точках модели. Затем находилась величина максимальной деформации сдвига как средняя для всей модели $\bar{\gamma}_{III\max}$. На каждой стадии развития складки средняя для нее величина деформации сопоставлялась с безразмерной характеристикой ее формы. Последней считалось отношение $\Delta H/H_0$ прироста высоты залегания кровли толщи в своде складки ΔH к первоначальной высоте H_0 этой поверхности, отсчитанной от уровня подошвы недеформированной толщи.

Оказалось, что при разных скоростях деформирования и в складках поперечного изгиба, и в складках продольного сжатия, осложнявшихся разрывами взбросового, надвигового и подвигового типа, средняя пластическая деформация $\bar{\gamma}_{III\max}$ однозначно связана с величиной $\Delta H/H_0$ (рис. 134, а). Зависимость близка к линейной. Этому результату мы придаем очень большое значение, так как на его примере открывается возможность определения физической характеристики складок (средней величины деформации) по их геометрическим размерам. Зная деформации и время образования, получаем скорость деформирования $d\gamma_{III\max}/dt$.

Напряжения. Д. Н. Осокиной и В. В. Кудряшовой была изучена зависимость между скоростью деформации материала модели и ее вязкостью⁴. Это дало нам возможность, зная скорость деформации в любой точке модели, приписать этой точке определенную величину касательных напряжений.

Оценка различных видов энергии. В результате вычислений выяснилось, что энергия условно-мгновенной и устанавливающейся со временем упругих деформаций $U_{(I+II)f}$ быстро достигает постоянной величины, которая при средней величине деформации $\bar{\gamma}_{III\max} = 0,3$ составляет менее 1 % от общей энергии деформации. Наибольшую долю (65%)

⁴ См. работу [916]. — Прим. ред.

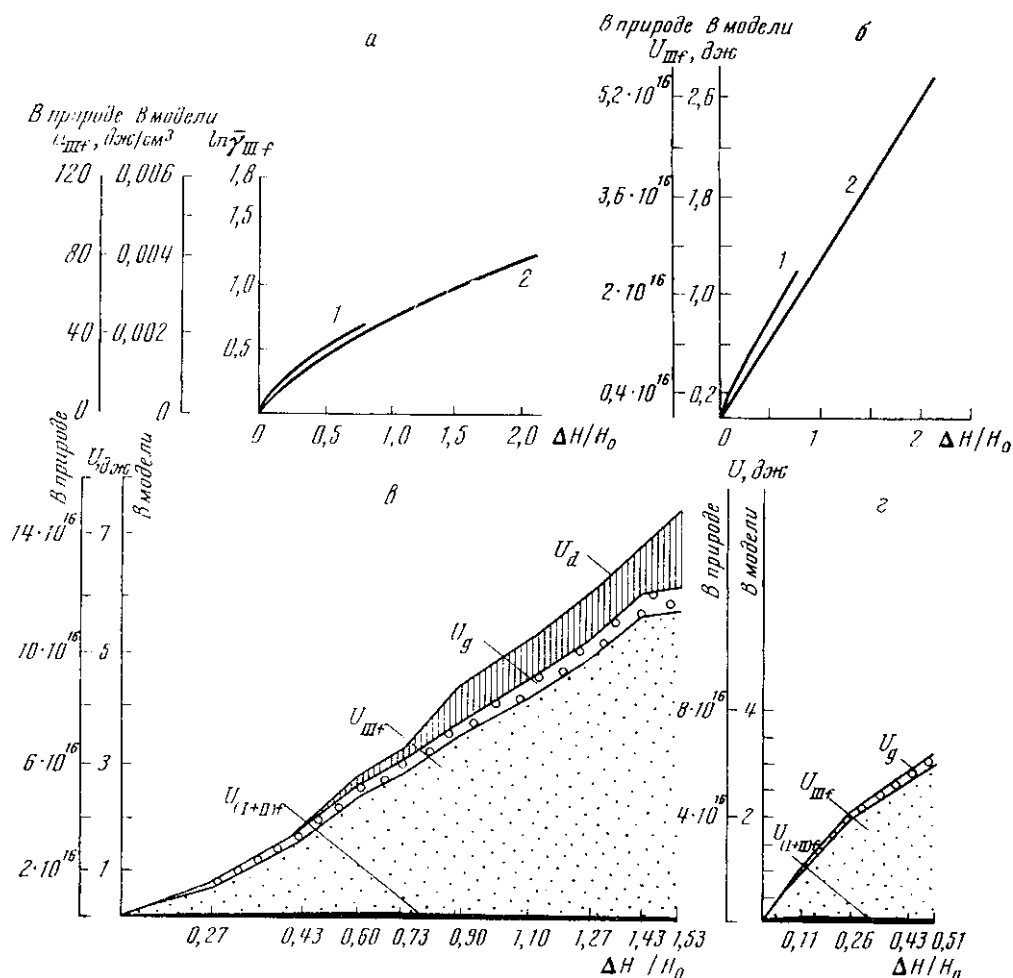


Рис. 134. Энергия образования складки по данным моделирования

a — удельная энергия образования складки: 1 — поперечного изгиба, 2 — продольного сжатия; *б* — энергия образования всей складки: 1 — поперечного изгиба, 2 — продольного сжатия; *в* — соотношение различных видов энергии при образовании складки продольного сжатия; *г* — то же, при образовании складки поперечного изгиба. $\Delta H/H_0$ — относительный подъем складки; $\bar{\gamma}_{шф}$ — средняя пластическая деформация сдвига; $u_{шф}$ — энергия пластического изменения формы единицы объема; $U_{шф}$ — то же, для всей складки; $U_{(1+шф)}$ — то же, на упругую деформацию; U_g — то же, на перемещение масс в гравитационном поле; U_d — то же, на преодоление трения при смещениях по разрывам; U — общая энергия образования складки

при $\bar{\gamma}_{шф\max} = 0,3$ составляет энергия пластической деформации сдвига $U_{шф}$, непрерывно нарастающая во времени (рис. 134, б). Также постоянно растущей во времени является энергия перемещения масс в гравитационном поле U_g . Однако она во много раз меньше энергии пластической деформации. При средней деформации в складке $\bar{\gamma}_{шф\max} = 0,3$ величина U_g составляет меньше 10% общего потребления энергии. Гораздо большая доля приходится на энергию смещения по разрывам U_d , возникающим после достижения общей деформацией определенной величины. Когда эта часть энергии особенно сильно увеличивается, происходит как бы компенсирующее замедление роста энергии пластической деформации. При $\bar{\gamma}_{шф\max} = 0,3$ величина U_d доходит до 30% общей затраты энергии с начала опыта. На рис. 134, в изображены изменения величин указанных видов энергии по мере роста складок.

Общее количество всех видов энергии, потребовавшейся для достижения в модели складки средней деформации $\bar{v}_{III\max} = 0,3$, составляет 1—2 дж. Расчет по условиям энергетического подобия дает для такой же деформации 1 см³ в природных условиях 20 дж, а для всей природной складки 10¹⁶ дж.

Используя множитель энергетического подобия C_U из формул (6) и (7), мы на графиках рис. 134, а, б смогли параллельно ординатной энергетической оси для моделей привести шкалу энергии для подобных природных объектов, сопоставляемой с безразмерной характеристикой их формы $\Delta H / H_0$.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Количества энергии, потребляемые при тектонических процессах, могут быть сопоставлены с энергиями других геологических процессов и энергетическими возможностями человека (см. рис. 154). Для этого удобно оперировать количеством энергии, приходящимся на единицу времени, т. е. мощностью, которую будем выражать в киловаттах (1 квт = 1000 дж/сек).

Мощность тектонических процессов. Мощность вычислялась нами для участков, охватывающих кору на всю ее толщину под площадью 1000 км². Отдельно вычислялись наибольшие значения мощности, средние для различного по продолжительности времени, отражающие неравномерность тектонических процессов. В наименее подвижных областях I типа для 10 лет получается средняя мощность W до 10³ квт, для 10³ лет — до 10² квт, для 10⁷ лет — до 3 квт. В наиболее подвижных областях IV типа для 10 лет — до 8·10⁵ квт, для 10³ лет — до 8·10⁴ квт, для 10⁷ лет — до 8·10² квт.

Если взять целиком всю площадь области I типа, то по предварительным подсчетам средняя для нее за 10⁷ лет мощность тектонических процессов под площадью 1000 км² составляет $W = 3 \cdot 10^{-2}$ квт. Аналогичная мощность для наиболее подвижных областей IV типа достигает $W = 8$ квт.

Тепловой поток. Современный тепловой поток обычно выражается в микрокалориях на 1 см² дневной поверхности за 1 сек. Перевод его в киловатты на площадь 1000 км² дает для областей I типа мощность 4·10⁴ квт (соответствует 1 мккал/см² сек). Это на 1,5 порядка больше тектонической мощности средней для 10 лет и на 4 порядка больше средней для 10⁷ лет.

Для областей IV типа мощность излучения тепла с 1000 км² дневной поверхности составляет 1,2·10⁵ квт (соответствует 3 мккал/см² сек). Это не намного больше, чем в областях I типа. Тепловой поток областей IV типа оказывается соизмеримым с наибольшими для отдельных десятилетий и тысячелетий значениями мощности тектонических процессов в наиболее активных участках и на 2—3 порядка выше средней мощности для 10⁷ лет в таких участках⁵.

Нарастание на 3 порядка средних для 10³ лет значений мощности тектонических процессов при переходе от области I типа к областям II, III и IV типов намного более сильное, чем нарастание в той же последовательности теплового потока (всего 0,5 порядка). Это, а также близость тектонической мощности для 10 лет в областях типа IV к тепловому потоку, указывает, по нашему мнению, на значительное поглощение энер-

⁵ В табл. 24 и на рис. 154 приведены наибольшие мощности тектонических процессов, т. е. мощности, потребляемые при деформировании наиболее подвижных участков областей каждого типа. Превышение средней для 10 лет мощности тектонических процессов в областях IV типа над мощностью теплового потока относится именно к таким участкам. Мощность тектонических процессов, средняя для всей площади областей IV типа, оказывается при этом значительно ниже мощности теплового потока.— *Прим. ред.*

гии в коре в местах наиболее активного протекания тектонических процессов. Энергия пластической деформации здесь переходит не только в тепло, но и в энергию кристаллической решетки образующихся при метаморфизме новых минералов, и в теплоту магмообразования. Следуя В. Файфу, Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [779], примем, что на глубокий метаморфизм колонки пород высотой 1 км с сечением 1 см² требуется $5,6 \cdot 10^7$ кал. Тогда для метаморфизма толщи пород в 10—20 км за счет той энергии, которая могла бы выделиться после пластической деформации в виде тепла, в случае поглощения энергии требуется время порядка 10^6 лет и более. Такая продолжительность вытекает из наших оценок мощности тектонических процессов. Данные по Тянь-Шаню и Памиру, где метаморфизм и непрерывное выплавление магм продолжались в течение десятков миллионов лет, показывают, что вполне допустимо наше предположение о частичном поглощении энергии пластической деформации в течение некоторых промежутков времени в тектонически наиболее активных участках. Выше отмечалось, что наши оценки мощности тектонических процессов скорее занижены, чем завышены. Поэтому при будущих уточнениях вывод о поглощении энергии, вероятно, станет еще убедительнее.

Мощность сейсмических процессов. Необходимо различать две мощности сейсмических процессов — кратковременную (при развитии отдельного землетрясения) и длительную, т. е. среднюю для большого времени, включающего и моменты землетрясений, и разделяющие их интервалы. В сейсмологии наибольшим временем осреднения длительной сейсмической мощности является 10^3 лет. Такая длительная мощность в наименее подвижных областях I типа под 1000 км² составляет $3 \cdot 10^5$ — $3 \cdot 10^3$ квт, что на 4—6 порядков ниже наибольшей средней мощности тектонических процессов для того же времени. В тектонически наиболее активных областях IV типа длительная сейсмическая мощность доходит в одних регионах до 30 квт (например, Кавказ), а в других более редких и до $3 \cdot 10^{-3}$ квт (Тянь-Шань). Это лишь на 3—1 порядок ниже наибольшей средней тектонической мощности для того же времени.

Таким образом, сейсмическая мощность изменяется сильнее тектонической. Длительная сейсмическая мощность на 4 ± 2 порядка ниже тектонической. Эти соотношения, по-видимому, позволят в будущем, учитывая площади тектонических областей различных типов, получить оценку общей мощности тектонических процессов на Земле, близкую к называвшейся Н. П. Кропоткинским и Е. Н. Люстихом 10^{20} дж/год (или $3 \cdot 10^9$ квт), если считать длительную мощность всех сейсмических процессов 10^{17} — 10^{18} дж/год, т. е. от $3 \cdot 10^6$ до $3 \cdot 10^7$ квт. Общая мощность теплового потока всей Земли сейчас, как известно, около $3 \cdot 10^{10}$ квт, т. е. на порядок выше ожидаемой оценки мощности тектонических процессов.

Совершенно иные соотношения имеют место для кратковременной мощности сейсмических процессов при землетрясениях. Она в областях I типа может достигать до 10^6 , а иногда и до 10^8 квт, а в наиболее подвижных областях IV типа — до 10^{11} и даже до 10^{14} квт. Таким образом, кратковременная сейсмическая мощность бывает выше средней для 10 лет тектонической мощности на 3—5 порядков в мало подвижных областях и на 5—8 порядков в наиболее подвижных.

Мощности человеческого общества. Среднесуточная мощность молодого здорового человека приблизительно составляет всего лишь 100 вт. Однако это значительно больше средней для 100 лет мощности сейсмических процессов под 1000 км² на Балтийском щите. Крупнейшие атомные электростанции вырабатывают 10^5 квт, что соизмеримо со средней для 10 лет мощностью тектонических процессов под 1000 км² в наиболее активных тектонических областях III и IV типа (Кавказ, Тянь-Шань и др.). Двигатели космических кораблей имеют еще большую мощность 10^6 квт, равную кратковременному выделению энергии

сильнейших землетрясений тектонически слабоактивных областей I типа. Крупнейшая ГЭС (10^7 кВт) свободно может обеспечить развитие тектонических процессов в масштабах крупного месторождения или очага сильного землетрясения под площадью 1000 км^2 (см. рис. 148, а). Более того, мощность крупной ГЭС оказывается близкой к средней для 10^3 лет мощности сейсмических процессов на всей Земле. Кратковременные мощности наибольших ядерных взрывов (10^{15} кВт) превышают соизмеримые по длительности выделения энергии при сильнейших землетрясениях.

Таким образом, человечество в принципе имеет возможность активно влиять на локальные тектонические и геофизические процессы. Например, можно изменить к лучшему структуру месторождения, скажем, усилить трещиноватость коллекторов нефти. Можно в месте предстоящего землетрясения в крупном городе добиться снижения напряжений в земной коре и не допустить разрушительных проявлений сейсмичности. В многокилометровых шахтах возможно снижение невыносимо высокой для человека температуры. Развитие исследований в этом совершенно новом направлении требует прежде всего решения вопросов техники воздействия человека на земную кору.

ВЫВОДЫ

В настоящее время стали появляться количественные данные о напряжениях и деформациях в земной коре, позволяющие делать предварительные оценки энергии тектонических процессов в областях с различной интенсивностью их проявлений. Изучение моделей позволяет исследовать детали энергетического баланса в процессе развития структурных элементов земной коры.

Увеличение мощности тектонических процессов сопровождается намного более сильным возрастанием мощности сейсмических явлений и гораздо меньшим усилением теплового потока. Слабая зависимость между тепловым потоком и интенсивностью тектонических процессов указывает на значительное поглощение энергии при метаморфизме и магмообразовании в наиболее сильно деформирующихся областях земной коры.

Полученные оценки мощности локальных тектонических процессов оказываются близкими к мощностям, имеющимся сейчас в распоряжении человека. В принципе человечество может активно влиять на развитие локальных тектонических процессов в масштабах крупных месторождений полезных ископаемых и очагов разрушительных землетрясений.

VII

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

ГЛАВА 35

РАЗВИТИЕ НОВЫХ НАПРАВЛЕНИЙ В ТЕКТОНОФИЗИКЕ

Традиционными для тектонофизики являются исследования, в которых ищут общие причины главных тектонических явлений, прежде всего, движений земной коры и образования в ней складок. Сохранение до настоящего времени весьма различных гипотез показывает, что достаточных данных для достоверного ответа на вопрос, почему происходят тектонические процессы, пока еще нет. Необходимость продолжения усилий в этих традиционных направлениях очевидна. Наряду с ними большую пользу для развития общих теоретических идей и геологической практики должно принести конкретное физическое изучение отдельных проявлений тектонических процессов, которое приводит к достоверному установлению физических закономерностей, связывающих между собой различные элементы тектонических процессов. Постановка задач в тектонофизике должна быть сейчас такой же, как и в ряде других геофизических наук, например в гравиметрии, которая выявила многие очень важные закономерности гравитационных полей, позволяющие решать сложнейшие теоретические и практические задачи (от поисков полезных ископаемых в недрах Земли до управления полетами кораблей в космосе), несмотря на то, что общие причины взаимного тяготения масс до сих пор еще не объяснены.

Тектоника обобщает колоссальный фактический материал различных геологических наук, свидетельствующий о деформациях и движениях земной коры на протяжении длительного времени. Однако количественное выражение движений и деформаций земной коры еще слабо развито в тектонике.

Тектонофизика должна дать физическое описание и объяснение тектонических явлений. Для этого необходимо научиться выражать тектонические данные в виде физических величин и разработать методы получения объективных количественных оценок физических величин: деформаций, напряжений, энергии, которые соответствуют различным проявлениям тектонических процессов — движениям, складкам, трещинам, крупным разрывам, а также землетрясениям.

Тектонофизика призвана установить закономерности количественных соотношений между различными физическими характеристиками, а также геологическими проявлениями тектонических процессов разного масштаба на поверхности и на глубине. Это требует реологических оценок свойств больших масс горных пород в природных условиях залегания.

Тектонофизика помогает использовать результаты современных геофизических наблюдений на поверхности для познания процессов, происходящих внутри Земли. Путем физической интерпретации тектонических данных и специальных полевых наблюдений тектонофизика поможет выяснить историю развития глубинных физических процессов на протяжении геологического времени.

Тектонофизика находит взаимосвязи между легко выявляемыми крупными элементами структуры земной коры и трудно обнаруживаемыми мелкими. Это дает возможность прогнозировать детали структуры коры на глубине, что имеет большое значение для практики. Поэтому знание тектонофизических закономерностей важно для повышения эффективности решения многих инженерных задач при поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых и при оценке сейсмической опасности.

В данной главе рассмотрены перспективы исследований, которые систематически ведутся лабораторией тектонофизики Института физики Земли АН СССР и привели к получению обнадеживающих результатов, позволяющих ожидать в ближайшем будущем существенных достижений. В лаборатории проводятся специализированные наблюдения на природных объектах и анализируются данные полевых геофизических исследований; путем испытаний моделей достоверно выявляются физические закономерности процессов, предполагаемых в природе; решаются теоретические задачи с целью раскрытия количественных соотношений между различными проявлениями тектонических процессов и для проверки физических гипотез. Для моделирования и математических расчетов необходимо знание физических свойств массивов горных пород, поэтому большое значение придается оценке этих свойств и их теории.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

В геотектонике описаны весьма важные качественные особенности тектонических движений земной коры, которые используются при классификации структурных элементов коры, ее районировании, а также при выделении определенных этапов тектонического развития [40, 59, 353, 499, 535, 698, 726]. Однако на практике нередко возникают затруднения при отнесении определенных структурных элементов к тому или иному классу. Это вызывается отсутствием четких количественных критериев, характеризующих каждый класс тектонических элементов коры. Особенно много неясностей возникает при выделении и наименовании элементов различного порядка.

При физическом рассмотрении тектонических движений, кроме обычной их характеристики — скорости, большое значение имеет градиент скорости, т. е. быстрота ее изменения в пространстве [183, 193, 198, 455, 498, 798, 803].

Начатое автором и В. Д. Парфеновым рассмотрение скорости тектонических движений методами математической статистики показало, что кривые распределения, средние арифметические величины, моды и средние квадратичные отклонения для типичной древней (Русской) платформы резко отличаются от таких же объективных количественных характеристик эталонной геосинклинальной области (Кавказа) и от области вторичной активизации (Тянь-Шаня и Памира) (рис. 135 и табл. 25). Между областями последних двух типов также имеются заметные различия.

Количественное отличие платформы от геосинклинальной области наиболее полно проявляется при использовании двух признаков — скорости и градиента скорости, изображаемых на графике по двум осям

координат в логарифмическом масштабе. Обобщение мировых инструментальных данных о современных тектонических движениях на 1968 г. показало, что точки, относящиеся к платформам, преимущественно располагаются в области графика, обособленной от области расположения точек, соответствующих высокоподвижным геосинклинальным и активизированным областям (см. рис. 107). Центры тяжести этих областей отстоят один от другого более чем на половину порядка (различие в 3—7 раз) по оси скорости и на один порядок по оси градиента скорости. Имеется на графике и переходная зона значений скорости и ее градиента, встречающихся и на платформах, и в высокоподвижных областях (см. гл. 29 и [209, 210]). Продолжение таких исследований, вероятно, поможет сформулировать количественные определения признаков движений платформенных, геосинклинальных и промежуточных между ними областей (парагеосинклинальных, срединных массивов и т. п.).

В связи с поисками, разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых важно сформулировать отсутствующие сейчас четкие количественные критерии для выделения структурных элементов земной коры различных порядков. Можно было ожидать, что существует несколько особенно часто встречающихся размеров структурных элементов, которым естественно присвоить наименования определенных порядков. Проведенное автором статистическое рассмотрение этого вопроса на материале территории СССР показало, что каких-либо нескольких наиболее часто встречающихся размеров, по-видимому, не существует. И для площадей структурных элементов коры, и для длины разрывов, которые их ограничивают, установлена одна общая монотонная закономерность: логарифм числа, т. е. рас-

пределения ω вертикальных перемещений h и средней скорости вертикальных движений \bar{V} за неоген-четвертичный период для Кавказской области геосинклинального горообразования (1), Русской платформы (2) и активизированной области послеплатформенного горообразования Тянь-Шаня (3) (по М. В. Гзовскому)

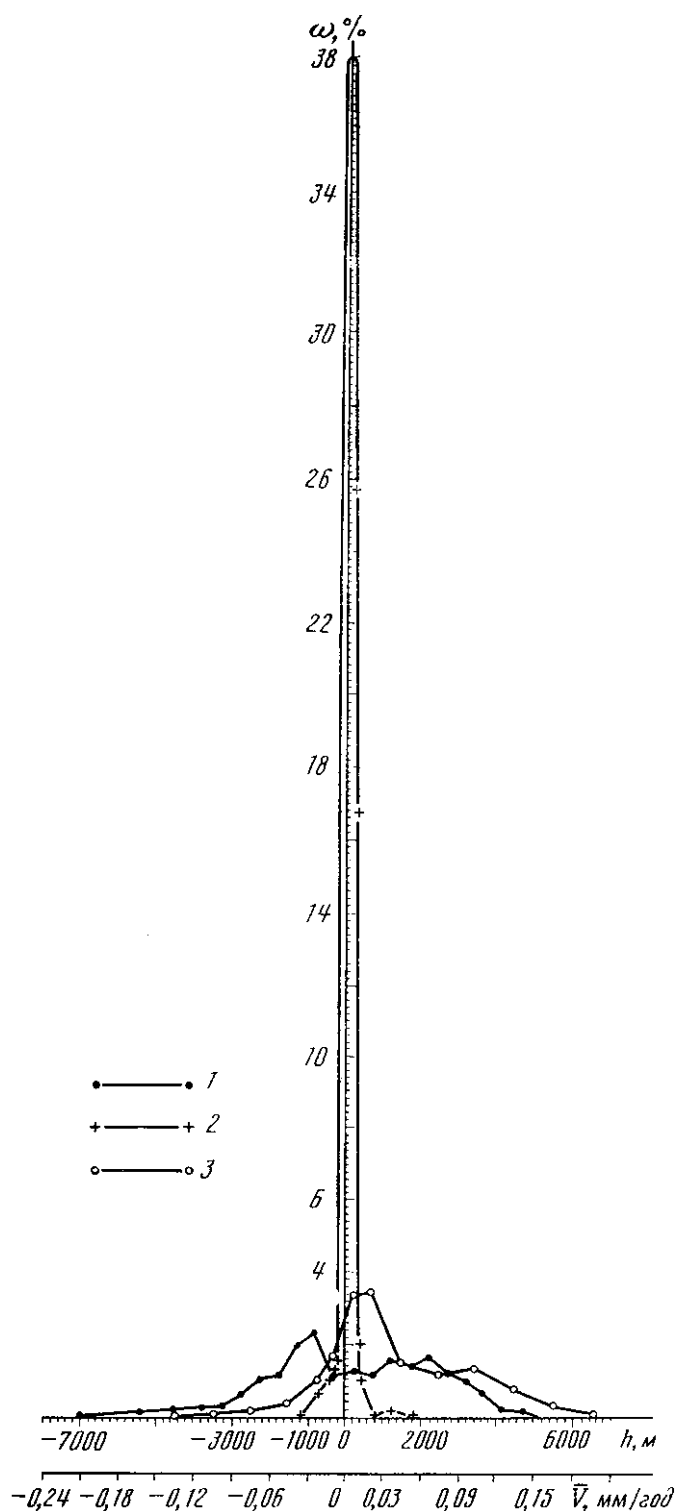


Рис. 135. Кривые относительной плотности распределения ω вертикальных перемещений h и средней скорости вертикальных движений \bar{V} за неоген-четвертичный период для Кавказской области геосинклинального горообразования (1), Русской платформы (2) и активизированной области послеплатформенного горообразования Тянь-Шаня (3) (по М. В. Гзовскому)

Таблица 25
Статистические характеристики тектонических движений неогена и четвертичного периода

Вертикальная составляющая средней скорости, мм/год	Кавказская область альпийского геосинклинального горообразования (2784 определения)	Русская платформа с докембрийским основанием (7795 определений)	Тянь-Шаньская область альпийской послеплатформенной активизации (6183 определения)
Среднее значение	0,002	0,002	0,04
Среднее квадратичное отклонение среднего значения	±0,07	±0,006	±0,05
Величины мод	+0,05 -0,025	+0,004	+0,015
Среднее значение для поднятия	0,07	0,004	0,06
Среднее значение для опускания	0,06	0,008	0,03

пространенность элементов, уменьшается в первом приближении линейно по мере увеличения логарифма их размеров (см. рис. 39, стр. 168). Эта закономерность хорошо согласуется с известным в сейсмологии общим линейным уменьшением логарифма числа землетрясений на Земле по мере увеличения их энергии. Многими сейсмологами [93, 581, 587 и др.] установлено, что на всей Земле отношение приращения логарифма числа землетрясений (возникающих под 1000 км^2 поверхности за 1 год) к логарифму их энергии составляет от $-0,3$ до $-0,6$, чаще всего около $-0,5$. По-видимому, мы имеем дело с разными проявлениями весьма общей масштабной тектонофизической закономерности, которая может использоваться при решении теоретических и инженерных вопросов. При тектоническом районировании она дает основание принять любую удобную для нас, например десятичную систему выделения порядка структурных элементов.

Большой интерес представляет изучение давно известной неравномерности во времени скорости движений поверхности и ее градиента. Начатое нами и другими их количественное рассмотрение [193, 194, 209, 210, 240, 440, 441] выявило важную общую закономерность. Оказалось, что в первом приближении логарифмы средней скорости и ее градиента линейно уменьшаются при увеличении логарифма времени осреднения в диапазоне от 1 года до десятков миллионов лет. Скорости современных движений нельзя распространять на геологические периоды. В силу неравномерности движений во времени для характеристики движений какого-либо района необходимо установить средние значения скорости и ее градиента для широкого набора диапазонов времени. Использовать средние величины можно лишь для тех промежутков времени, для которых они были определены. Обобщение мировых данных на 1968 г., выполненное М. В. Гзовским и А. А. Никоновым (см. гл. 29 и [209, 210]), позволило установить те сочетания наибольшей величины среднего градиента скорости $|grad V|_m$ и длительности времени осреднения, которые соответствуют сейсмически опасным и сейсмически безопасным районам ряда стран (см. рис. 108, стр. 380).

Влияние времени осреднения на средние величины скорости и ее градиента, а также соотношения этих величин с сейсмической опасностью, насколько сейчас можно судить, более или менее одинаковы для вертикальных и горизонтальных движений.

В целях краткосрочного прогноза землетрясений исключительно большое значение имеет выявление специфичных изменений скорости и ее градиента в течение месяцев или годов [458, 533, 722].

Расширение количественного изучения тектонических движений, прежде всего скорости и ее градиента, их распределения по поверхности Земли и изменчивости во времени имеет большое значение для многих инженерных задач (включая проектирование крупных ответственных сооружений и оценку сейсмической опасности), а также для различных теоретических проблем, вплоть до определения энергетического баланса глубинных геологических процессов.

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ИЗМЕРЕНИЕ ИХ ВЕЛИЧИНЫ И СКОРОСТИ

Пространственная неравномерность тектонических движений приводит к широкому развитию в земной коре деформаций и разрывов. Возникающие сейчас деформации измеряются инструментально геодезическими и геофизическими методами. Однако намного более сильные длительно и сложно развивавшиеся деформации геологического прошлого до сих пор не подвергаются количественному описанию, которое необходимо для различных целей, в том числе глобального познания физики геологических процессов. Колоссальный фактический материал о древних деформациях коры, полученный во всех странах мира, выражен сейчас на языке геологических карт и профилей.

Величина пластической деформации

Одной из актуальнейших задач тектонофизики мы считаем разработку метода, который давал бы возможность устанавливать ту численную величину деформации (в строгом физическом смысле слова), которая соответствует изображаемой на карте или профиле внутренней складчатой и разрывной структуре земной коры. Широко распространенные складки, зафиксированные на многочисленных геологических профилях, являются результатом больших пластических деформаций земной коры. Главной физической характеристикой такого изменения формы элементарных объемов является величина максимального сдвига (γ). При малых упругих деформациях ее принято характеризовать разностью ($\varepsilon_1 - \varepsilon_3$) двух предельных главных удлинений. При складкообразовании длительно развиваются последовательными этапами большие деформации, которые лучше характеризовать логарифмической величиной $\gamma = \ln(1 + \varepsilon_1) - \ln(1 + \varepsilon_3)$, используемой нами. При малых деформациях оба способа описания сдвига приводят к практически одинаковому численному результату.

М. В. Гзовским [199] и А. В. Михайловой [469] предложен метод физической интерпретации складок, позволяющий по геометрическим параметрам геологического профиля определять соответствующую ему среднюю величину пластической деформации, которая может быть измерена абсолютной величиной главного сдвига γ_{III} .

Идея метода такова. При образовании складок в моделях в отдельных точках измерялась величина деформации сдвига по эллипсам. Эти эллипсы получались из окружностей, предварительно нанесенных на модель в многочисленных точках внутри складки. Затем находилась средняя величина деформации главного сдвига для всей складки $\bar{\gamma}_{III}$ (рис. 136).

Среди многочисленных возможных геометрических параметров формы складки поперечного изгиба одним из наиболее близких по смыслу к деформации сдвига, а также наиболее удобных для использования является $\ln(L_s/L)$, где L_s — расстояние между двумя точками на профиле, измеренное вдоль слоя, лежащего на середине расстояния от подошвы до кровли деформированной толщи (оно включает перемещение слоя по разрывам, измеряемое по тому же профилю), L — расстояние

между теми же точками по прямой. Теоретически между величиной $\ln(L_s/L)$ и средним сдвигом $\bar{\gamma}_{III}$ может ожидать корреляционная связь.

Для складок продольного сжатия наиболее близким к деформации логарифмического сдвига является параметр формы $\ln(L/L_s)$.

В силу математической закономерности $|\ln(L_s/L)| = |\ln(L/L_s)|$ поэтому одна и та же формула может быть использована для складок поперечного изгиба и продольного сжатия. На рис. 136 приведены кривые результатов испытания моделей складок с различными механизмами

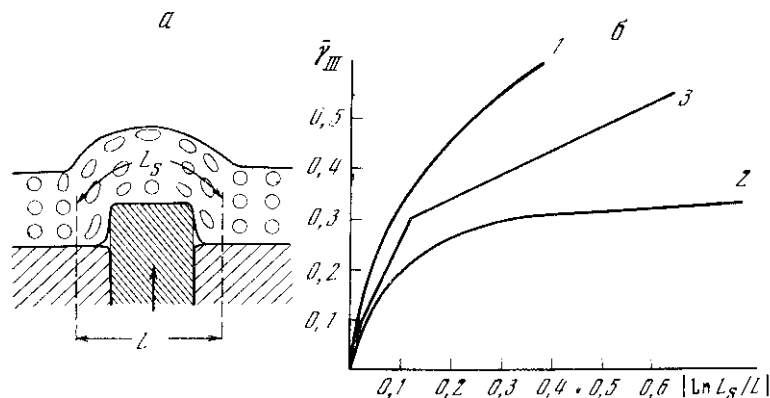


Рис. 136. Схема модели складки поперечного изгиба (а) и графики зависимости (б) между геометрическими параметрами $|\ln(L_s/L)|$ и средними деформациями сдвига $\bar{\gamma}_{III}$ в складках

1 — для складок поперечного изгиба; 2 — для складок продольного сжатия; 3 — для складок с невыясненным механизмом образования

образования (поперечным изгибом и продольным сжатием слоев). Если механизм образования складок еще не выяснен, рекомендуется пользоваться промежуточной кривой и соответствующей ей формулой

$$\bar{\gamma}_{III} \approx k \left| \ln \frac{L_s}{L} \right| + c \quad (1)$$

с переменными коэффициентами k и c , приведенными в табл. 26:

Таблица 26

Интервал $\ln \frac{L_s}{L}$	k	c	Интервал $\bar{\gamma}_{III}$
0—0,02	5	0	0—0,1
0,02—0,1	2	0,05	0,1—0,3
0,1—0,6	0,5	0,24	0,3—0,6

Величина $\bar{\gamma}_{III}$ определяется с ошибкой в $\pm(50—100)\%$, которая часто является допустимой. Значения k и c будут еще уточняться.

На рис. 137 приведены примеры геологических профилей, наиболее точно изображающих складчатую структуру в районах угольных (Донбасс), нефтяных (Афгано-Таджикская впадина) и рудных (Каратау) месторождений и результаты оценки $\bar{\gamma}_{III}$ по формуле (1) и рис. 136, б.

Мы предлагаем называть складчатость слабой при $\bar{\gamma}_{III} < 0,1$; средней при $\bar{\gamma}_{III} = 0,1 \div 0,3$; сильной при $\bar{\gamma}_{III} = 0,3 \div 1,0$; самой сильной $\bar{\gamma}_{III} > 1,0$ (вероятно, наивысшие значения $\bar{\gamma}_{III}$ не превышают 3,0). При любой величине пластической деформации в складках ($\bar{\gamma}_{III}$) для упру-

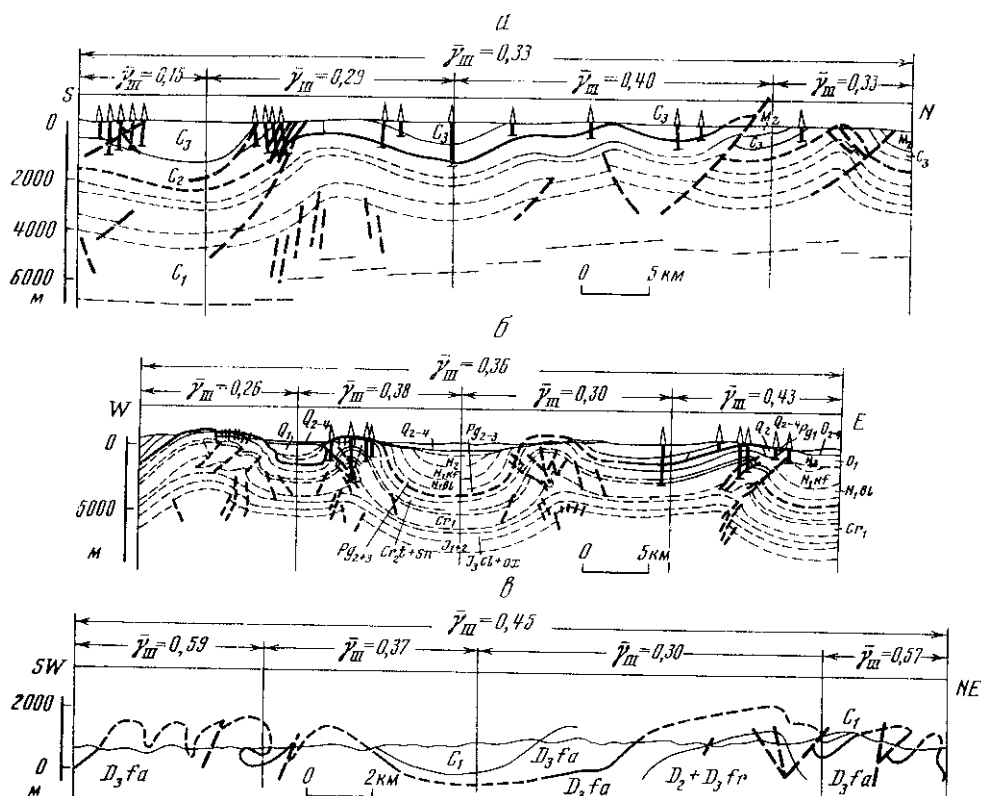


Рис. 137. Средняя величина деформации сдвига $\bar{\gamma}_{III}$, определенная по разным профилям

a — угленосный Донецкий бассейн; *б* — нефтегазоносная Афгано-Таджикская впадина; *в* — хр. Каратау с полиметаллическими месторождениями. Возраст пород обозначен международными индексами

гой деформации, включая упругое последствие, средняя деформация сдвига $(\bar{\gamma}_I + \bar{\gamma}_{II}) < 0,01$.

Применение предлагаемого метода физической интерпретации складок позволит использовать огромный фактический материал по многим районам, относящийся к разным геологическим периодам, для определения деформационных характеристик различных структур. Это существенно дополнит проводимые инструментальные измерения современных деформаций. Использование величины деформации $\bar{\gamma}_{III}$ поможет созданию классификации складчатых зон, развитию тектонического районирования и прогнозированию полезных ископаемых, качество и количество которых зависит от деформированности горных пород. Количественный прогноз деформированности горных пород имеет значение при разработке месторождений и различных подземных работах.

Скорость пластической деформации

Для решения многих тектонофизических вопросов необходимы количественные данные о скорости деформации как в небольших геологических телах (например, в определенных участках отдельных складок), так и в значительной части поперечного сечения земной коры. Мы предлагаем применять два метода реконструкции и оценки скорости пластической деформации.

Первый метод заключается в том, что величина сдвига, найденная по морфологии складок, делится на продолжительность времени t складкообразования. Так, для Афгано-Таджикской впадины, которая

относится к числу областей наиболее интенсивного современного складкообразования на Земле, многими исследователями установлено, что наибольшей скорости деформация достигала в начале четвертичного периода: $d\bar{v}_{III} / dt = 10^{-6 \pm 1}$ год⁻¹ (как средняя для 10^5 лет). Это значение скорости деформации соответствует аналогичной оценке полученной для четвертичного складкообразования в Японии [821].

Второй метод основан на представлении, что зоны наибольшей скорости деформации сдвига, если они выходят из внутренней части земной коры на ее поверхность, проявляются в виде полос повышенных значений градиента скорости движения. Средняя величина градиента скорости $|grad V|_m$ на поверхности здесь близка к средней скорости деформации $d\bar{v}_{III} / dt$ (где \bar{v}_{III} — средняя величина деформации сдвига, t — время) в пределах уходящей на глубину зоны [183, 193, 198]:

$$\frac{d\bar{v}_{III}}{dt} \approx \Phi |grad V|_m. \quad (2)$$

При пластическом деформировании земной коры путем поперечного изгиба и продольного сжатия коэффициент Φ , как установила, исследуя модели, А. В. Михайлова, оказывается порядка единиц, т. е. с точностью до половины десятичного порядка величину $|grad V|_m$ можно приравнять средней скорости деформации $d\bar{v}_{III} / dt$. Пространственное расположение на глубине той зоны, к которой относится эта оценка, зависит от общей схемы деформирования данной части земной коры, которая выясняется по характерным для каждого механизма комплексам признаков.

В Афгано-Таджикской зоне А.А.Никонов путем геоморфологических исследований установил, что наибольшие значения $|grad V|_m$ свойственны крыльям складок и достигают $10^{-6 \pm 1}$ год⁻¹ для промежутков времени в несколько тысяч и десятков тысяч лет.

Как всякое научное представление, понятие о градиенте скорости может быть использовано с определенной целью лишь при наличии необходимых условий, которыми являются: проявление значительных пластических деформаций; знание механизма их возникновения и знание направления полного вектора тектонических движений. Суждение по всем этим вопросам выносится по совокупности имеющихся тектонических и геофизических данных.

После первого опыта использования градиента скорости движений для оценки скорости деформации теперь следует переходить к большой систематической работе по детальному выяснению соотношений между регистрируемым на поверхности градиентом скорости движений и распределением скорости деформации внутри коры при каждом механизме ее деформирования. Результаты таких работ найдут применение при оценках напряжений, энергии тектонических процессов, сейсмической опасности, составлении карт сотрясаемости по Ю. В. Ризниченко [584], а также при изучении магмообразования и прогнозах скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых. Поэтому большой интерес представляет проведение статистической корреляции между количественными оценками деформации пород на месторождениях и вне их и численными характеристиками полезных ископаемых — марками угля, процентом отдачи нефти из пласта, концентрацией рудных минералов и т. п.

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД И СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Физическое рассмотрение тектонических процессов: моделирование, выполняемое нами с соблюдением условий подобия [184, 195, 735], расчеты напряжений и энергии, математическая теория тектонических про-

цессов, а также решение многих вопросов геофизики и горного дела, требуют знания реологических свойств больших масс горных пород в природных условиях залегания. Упругие свойства и плотность таких масс довольно хорошо изучены геофизическими методами. Но наиболее важные для продолжительных тектонических процессов реологические характеристики — вязкости, периоды релаксации и длительные прочности — изучены очень мало, и то лишь для лабораторных образцов, а не природных массивов.

Вязкость в принципе позволяет по скорости пластической деформации, измеряемой в природе, вычислять касательные напряжения. Однако оценка значений вязкости как отдельных слоев земной коры, так и коры в целом сталкивается с большими трудностями и до сих пор в значительной степени остается незавершенной. Это вызывается прежде всего тем, что крайне малочисленны или совсем отсутствуют данные о вязкости образцов пород, образующих основные слои земной коры. Еще меньше данных о вязкости природных толщ пород (однородных или состоящих из чередующихся слоев нескольких пород) [195, 212]. Ничего не известно о вязкости базальтового слоя коры: повышена она или понижена по сравнению с вязкостью гранитного слоя. Кроме того, значительные осложнения при оценке вязкости слоев земной коры возникают из-за того, что вязкость горных пород весьма сильно зависит от величины касательных напряжений τ_{\max} , причем при изменении величины τ_{\max} изменяются не только абсолютные значения вязкости, но и физическая природа процессов, благодаря которым осуществляется развитие необратимых деформаций.

Известно, что при напряжениях ниже предела текучести скорость необратимой деформации поликристаллических горных пород определяется постоянной (по отношению к напряжениям) и чрезвычайно высокой диффузионной вязкостью, которая экспоненциально падает с ростом температуры. Эту вязкость мы в дальнейшем будем называть максимальной. При переходе напряжений через предел текучести становится возможным развитие пластической деформации, осуществляющейся благодаря перемещению дислокаций. Вязкость пластического течения на много порядков ниже диффузионной и сильно уменьшается с ростом напряжения. Поэтому при достижении предела текучести эффективная вязкость горных пород очень резко падает, а при дальнейшем увеличении напряжений (вплоть до разрушающих) — монотонно понижается. Значения эффективной вязкости горных пород в интервале напряжений выше предела текучести, соответствующем монотонному понижению вязкости, мы в дальнейшем будем называть минимальной пластической или просто минимальной вязкостью. Величины этой вязкости для образцов некоторых консолидированных горных пород, полученные путем лабораторных исследований при давлении 1 атм и 20°C, составляют около 10^{19} — 10^{22} нз [762]. Значения диффузионной вязкости горных пород, вычисленные для тех же условий по теоретической формуле, используемой В. Н. Жарковым [297] и В. А. Магницким [432], оказываются на десятки порядков выше. Согласно этой формуле в интервале глубин от 30—40 до 150—200 км диффузионная вязкость подкорового вещества должна уменьшаться за счет увеличения температуры, при дальнейшем же увеличении глубины она должна расти благодаря преобладанию влияния давления [297, 432].

В настоящее время существуют две наиболее достоверные оценки вязкости верхних слоев Земли, сделанные по наблюдениям за скоростями движений участков коры и относящиеся одна — к астеносфере, другая — к коре. Скорость изостатического всплывания областей четвертичного оледенения позволяет определить вязкость наиболее податливого слоя верхней мантии — астеносферы, расположенного на глубинах 100—200 км; при этом получают значения вязкости 10^{20} — 10^{21} нз [16,

255]. Эти значения близки к величинам диффузионной вязкости вещества мантии (10^{22} — 10^{23} пз), рассчитанным для той же глубины теоретически [432]. При движениях, связанных с тектоническими процессами, наибольшая скорость деформации коры, которая может удерживаться лишь в течение нескольких лет, доходит до 10^{-6} год⁻¹ на платформах и до 10^{-5} год⁻¹ в областях горообразования [209, 210]. Ниже будут указаны наибольшие касательные напряжения в этих областях от 100 до 1000 кГ/см² соответственно. Из этих независимо получаемых реальных чисел вытекает, что минимальная вязкость земной коры в целом составляет $10^{21 \pm 1}$ пз.

В настоящее время различные авторы нередко принимают вязкость верхних слоев земной коры равной 10^{22} — 10^{23} пз и считают, что вязкость коры и верхнего слоя мантии непрерывно падает с глубиной от 10^{23} пз в коре до 10^{20} пз в астеносфере [255]. Однако совершенно очевидно, что объединять в одной кривой величины вязкости, характеризующие в случае коры пластическое течение, а в случае астеносферы — диффузионную ползучесть, не следует. Необходимо рассматривать изменение с глубиной диффузионной (максимальной) вязкости и пластической (минимальной) вязкости — каждой в отдельности.

Изучение в лаборатории образцов, имеющих величину, на много порядков меньшую величины природных геологических тел и не обладающих слоистой, складчатой и разрывной структурой этих тел, в ряде случаев не может обеспечить нас необходимыми данными о реологических свойствах горных пород. Непосредственное измерение деформаций крупных геологических тел и приложенных к ним нагрузок с нужной точностью могут быть осуществлены весьма редко в немногих районах. Поэтому должны развиваться косвенные геофизические методы исследования свойств горных пород в природных условиях залегания. Такой подход давно используется в геофизике. Так, например, в сейсмологии при оценках упругости, а в гравиметрии — плотности глубоких недр Земли, большое значение придается данным о скоростях сейсмических волн (см., например, [137, 432, 657, 665]).

М. В. Гзовский и Д. Н. Осокина предложили [199, 515, 520] использовать этот же подход для косвенной оценки реологических свойств природных массивов и изучить корреляционные связи между интересующими нас вязкостями, временами релаксации и длительными прочностями и свойствами, поддающимися изучению в природном массиве (в первую очередь, скоростями и поглощением сейсмических волн). Теоретическим обоснованием поисков взаимосвязи между количественными характеристиками различных свойств горных пород служат представления о парагенезисе этих свойств. Наличие таких корреляционных связей подтверждается пока немногочисленными исследованиями некоторых свойств [288]. Например, известно, что между скоростью упругих волн и модулями упругости в горных породах существует прямая пропорциональность с высоким коэффициентом корреляции — больше 0,8 и даже 0,9. Между объемным весом пород (в геофизике его отождествляют с плотностью) и этой скоростью коэффициент корреляции оказывается в пределах 0,5—0,8.

Д. Н. Осокиной и М. В. Гзовским совместно с А. И. Левыкиным и М. П. Воларовичем получены данные о существовании корреляционной связи между модулями упругости исследованных ими горных пород разного состава и их декрементами затухания¹. Исследование велось

¹ Декрементом затухания называют количественную характеристику затухания упругих колебаний в среде (внутреннего трения), определяемую как логарифм отношения амплитуд двух последовательных максимумов (или минимумов) свободного колебания. При сравнительно малом внутреннем трении декремент затухания равен относительному убыванию амплитуды (или половине относительного убывания энергии колебаний) за один период [762, гл. 8].— *Прим. ред.*

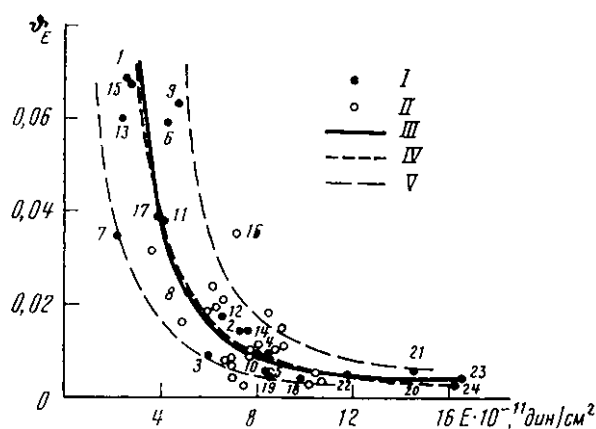


Рис. 138. Корреляционная зависимость между величинами Q_E и E для исследованных горных пород (по Д. Н. Осокиной, А. И. Левыкину и В. В. Кудряшовой [522])

1—24 — исследованные нами породы. I — наши данные; II — данные из работ [145, 816]; III — экспериментальная кривая; IV — теоретическая кривая (уравнение гиперболы); V — линии, ограничивающие область расположения точек

резонансным методом. Экспериментальная кривая этой связи описывается уравнением гиперболы (рис. 138). Связь между декрементом затухания и квадратом упругой деформируемости (величины обратной модулю Юнга) характеризуется коэффициентом линейной корреляции, равным 0,75 [144, 522]. Принципиальное значение имеет то, что декремент затухания относится к числу реологических свойств, проявляющихся во времени, как и вязкость.

Весьма важные для тектонофизики результаты получены Д. Н. Осокиной, проанализировавшей по литературным данным количественные соотношения (теоретические и экспериментальные) между величинами коэффициентов поглощения упругих волн и значениями вязкости для различных жидких и твердых тел, включая горные породы [515].

Из релаксационной теории поглощения упругих колебаний в средах, обладающих сдвиговой вязкостью, следует, что обусловленное вязкостью поглощение в них (вязкие потери) определяется соотношением между периодом колебания t_0 и временем релаксации θ , свойственными среде. Согласно выводам теории в жидкостях (для которых $\theta/t_0 \ll 1$) увеличение вязкости должно сопровождаться линейным увеличением коэффициента поглощения a , а в поликристаллических и аморфных твердых телах (для которых $\theta/t_0 \gg 1$) увеличение вязкости должно вызывать снижение коэффициента a . В работе [515] была подчеркнута ошибочность представлений некоторых исследователей, считающих, что у твердых тел вычисляемый теоретически коэффициент поглощения, обусловленный вязкими потерями, должен быть пропорционален вязкости, как это имеет место у жидкостей.

Проведенный Д. Н. Осокиной анализ опубликованных экспериментальных данных о значениях вязкости и параметров поглощения различных твердых и жидких тел в широком диапазоне изменения их вязкости (от 10^{-2} до 10^{35} нз) показал, что поведение реальных тел качественно согласуется с этими выводами релаксационной теории. Обобщение экспериментальных данных позволило установить наличие корреляционной зависимости между значениями вязкости и коэффициента поглощения продольных волн у жидких и твердых тел (рис. 139). Для жидкостей коэффициент a растет практически линейно с ростом η . Для твердых аморфных и кристаллических тел увеличение вязкости сопровождается падением коэффициента поглощения. При частоте колебаний 1 Мгц увеличению вязкости от 10^{10} до 10^{35} нз соответствует снижение коэффициента поглощения на 4 порядка. Результаты этого исследования позволяют искать для горных пород конкретную форму корреляционной (парагенетической) связи между поглощением сейсмических волн в земной коре и ее вязкостью, проявляющуюся при длительных тектонических процессах.

На основании этой зависимости (установленной для твердых тел) и немногочисленных данных о коэффициентах поглощения и вязкости горных пород при прохождении в них сейсмических волн, ожидается близкое к линейному уменьшение логарифма коэффициента поглощения $\lg a$ сейсмических волн по мере увеличения логарифма минимальной пластической вязкости $\lg \eta_{\text{min}}$. Использование этой корреляции и существующих данных об уменьшении поглощения сейсмических волн с глубиной в пределах литосферы (рис. 140) приводит нас к принципиальному выводу о существовании общего увеличения минимальной вязкости с глубиной в пределах земной коры и верхней части мантии выше астеносферы. Снижение вязкости в базальтовом слое не ожидается.

В настоящее время наиболее вероятными нам кажутся следующие предварительные оценки минимальной вязкости (в областях без современного вулканизма): осадочный покров $10^{19 \pm 1}$ нз; верхняя часть гранитного слоя (консолидированного фундамента) — $10^{20 \pm 1}$ нз; собственно гранитный слой — $10^{21 \pm 1}$ нз; базальтовый слой — $10^{22 \pm 1}$ нз; верхняя мантия выше слоя пониженной скорости — $10^{23 \pm 1}$ нз.

Ожидаемый ход пластической вязкости с глубиной для континентальной коры показан на рис. 141. На этом же рисунке показана схема изменения с глубиной диффузионной вязкости, рассчитанной теоретически по формуле из работ [297, 432]. Диффузионная вязкость для коры на десятки порядков выше, чем для астеносферы. Поэтому при малых напряжениях и больших промежутках времени астеносфера и кора в реологическом отношении могут рассматриваться как вязкая жидкость и упругое тело.

Вероятно, сходным должен быть путь изучения слабо исследованных сейчас характеристик прочностей горных пород. Мы ожидаем, что требуемую точность оценки реологических свойств природных массивов горных пород удастся достичь, применяя многомерную корреляцию, при которой используются вероятностные соотношения искомой величины не с одним, а с несколькими физическими свойствами.

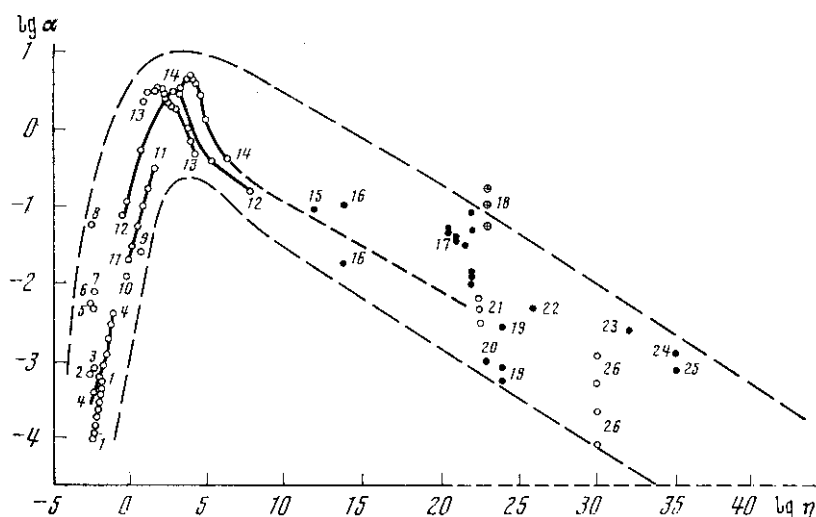


Рис. 139. Корреляционная зависимость между коэффициентом поглощения продольных волн a при частоте колебаний 1 Мгц и коэффициентом сдвиговой вязкости η (ниже предела текучести) в различных жидких и твердых телах

1—8 — маловязкие жидкости; 9 — глицерин; 10 — оливковое масло; 11 — касторовое масло; 12, 13 — канифоль; 14 — силикатное стекло; 15 — лед; 16 — свинец; 17 — каменная соль; 18 — горные породы; 19 — алюминий; 20 — магний; 21 — стекла; 22 — латунь; 23 — железо-армко; 24 — молибденовая сталь; 25 — вольфрамо-углеродистая сталь; 26 — плавленый кварц (по Д. Н. Осокиной и М. В. Гзовскому [520, 515])

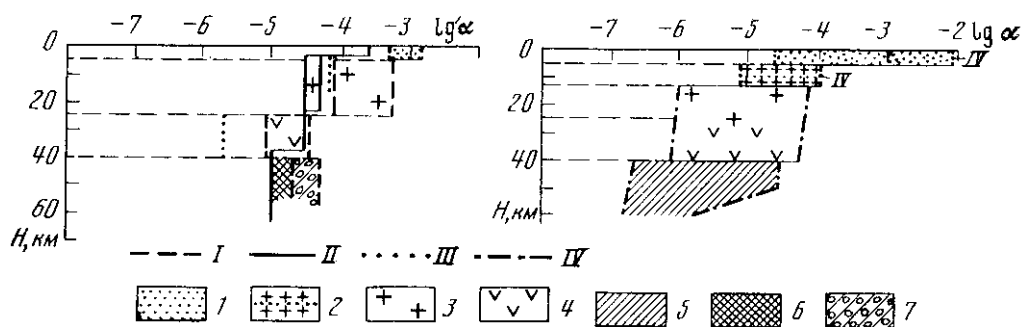


Рис. 140. Характер изменения с глубиной величины коэффициента поглощения α продольных сейсмических волн (при частоте колебаний 10 гц) для континентальной коры и верхних слоев мантии

I — пределы изменения α для различных слоев коры некоторых районов СССР (по И. С. Вольвовскому, Г. В. Краснопецевой, М. И. Разинковой); *II* — ход изменения α , типичный для коры (по И. П. Косминской [346]); *III* — значения α для фундамента и нижней части базальтового слоя в зоне Центральнокавказского поднятия (по Г. А. Ярошевской); *IV* — пределы изменения α для различных слоев коры (по И. П. Косминской [346]). 1 — осадочный слой; 2 — верхняя часть «гранитного» слоя (консолидированный фундамент); 3 — нижняя часть «гранитного» слоя; 4 — «базальтовый» слой; 5 — первый слой верхней мантии; 6 — значения α в первом слое мантии, определенные по отраженным волнам; 7 — то же, по преломленным волнам

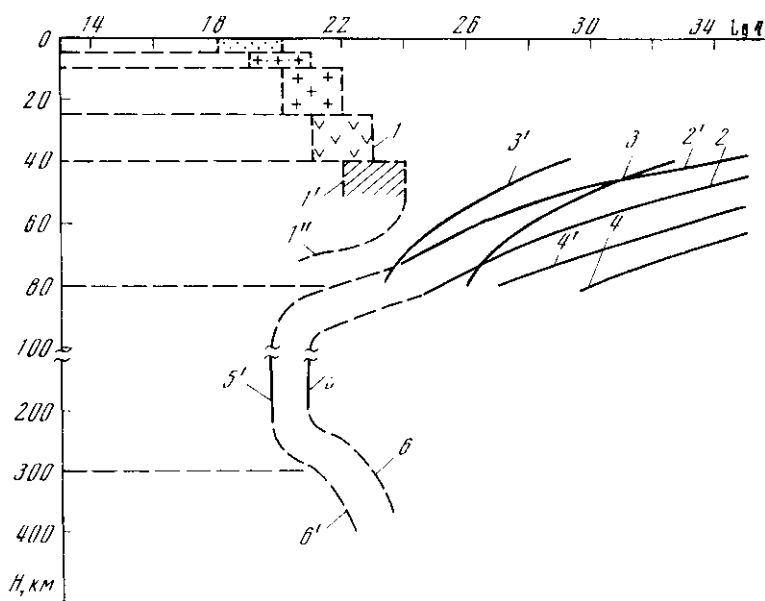


Рис. 141. Схема изменения с глубиной H минимальной и максимальной вязкости η континентальной коры и верхних слоев мантии. По Д. Н. Осокиной, М. В. Гзовскому, Н. Ю. Цветковой

Изменение с глубиной минимальной (пластической) вязкости: 1 и 1' — для земной коры и верхов мантии по данным о поглощении сейсмических волн; 1'' — ожидаемое изменение для области перехода к астеносфере. *Изменение с глубиной максимальной (диффузионной) вязкости:* 2—4, 2'—4' — теоретические кривые для глубин от 40 до 70—80 км, рассчитанные, согласно В. Н. Жаркову [296, 297] и В. А. Магницкому [432]; 2—4 — при $Q = 156 \text{ ккал/моль}$, 2'—4' — при $Q = 140 \text{ ккал/моль}$, 2 и 2' — для среднего распределения температуры под корой [432], 3 и 3', 4 и 4' — для двух вариантов распределения температуры под корой (по Е. А. Любимовой [416]) (3 и 3' — кора и хондритовая мантия, 4?? и 4' — Печенгский район, Кольский полуостров); 5 и 5' — пределы изменения для астеносферы согласно оценкам, полученным по скорости постгляциальных изостатических движений (по Е. В. Артюшкову [16]); 6 и 6' — ожидаемое изменение для глубин 300—400 км. Остальные обозначения те же, что и на рис. 140

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ, ИХ РАЗВИТИЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ

Изучение физики тектонических разрывов представляет все возрастающий практический и теоретический интерес. Проведенный нами в прошлом критический анализ физических представлений о разрывах в геологической литературе [180—182, 187, 195] привел к формированию следующей системы основных представлений: тектонические разрывы возникают при различной величине напряжений, которая некоторым образом связана с длительностью их действия, величиной всестороннего давления (по теории Мора), температурой и, конечно, индивидуальными особенностями прочностных свойств каждой породы, что выражается определенным уравнением. В одной породе возможны два вида разрушения — отрыв и скалывание, связанные, соответственно, с действием растягивающих нормальных и касательных напряжений. Эта связь положена в основу предложенного метода восстановления по разрывам ориентировки осей напряжений, породивших их. Плотность расположения однотипных разрывов, при прочих равных условиях, зависит от величины и длительности действия напряжений. Развитие относительно крупного тектонического разрыва представляет собой длительный процесс, начинающийся с образования многочисленных разрозненных трещин. Затем следует объединение части предварительных трещин в одну крупную неровную главную поверхность разрушения, имеющую сложную форму с искривлениями и резкими изломами. Разрыв, возникающий под действием поля напряжений, вызывает определенные искажения этого поля, сопровождающиеся выделением сейсмической энергии.

Специальное полевое изучение разрывов, разных по величине и возрасту, в различных породах, на рудных и угольных месторождениях и в сейсмически активных районах по всей территории СССР, проведенное большим числом исследователей [89, 195, 462, 468, 530, 670], подтвердило эти общие представления и позволило значительно их развить, используя при этом также результаты моделирования. Например, большой интерес у инженеров и теоретиков вызвала вытекающая из нашей схемы развития разрыва количественная формулировка (рассмотренная в гл. 16) соотношений между числом мелких и крупных разрывов, важных при поисках, разведке и разработке месторождений, строительстве и оценке сейсмической опасности.

Сейчас становится ясно, что в развитии крупного разрыва можно различать определенные этапы, циклы, стадии и импульсы.

Этап — время развития разрыва при неизменном направлении осей общего поля напряжений, порождающего разрыв. Величина напряжений в течение этапа непостоянна. Изменение общего поля напряжений может быть следствием либо появления новой системы внешних сил, либо коренной самостоятельной перестройки поля вследствие возникновения новой внутренней складчатой и разрывной структуры данного участка коры, при неизменных направлениях внешних активных сил. После изменения общего поля напряжений существующие разрывы либо прерывают свое развитие, либо продолжают его по-новому.

Цикл состоит из пяти стадий.

Стадия соответствует качественно своеобразной форме развития разрыва при постоянном направлении осей общего поля напряжений (см. рис. 117, а, стр. 408).

I стадия — зарождение и разрастание многочисленных изолированных относительно небольших предварительных разрывов, сопровождающиеся частым выделением небольших порций энергии в виде слабых землетрясений.

II стадия — объединение некоторых предварительных разрывов в единую крупную сложную поверхность при лавинообразном разруше-

нии перемычек между сливающимися разрывами и образование общего смещения (не более 15 м менее чем за 10 сек). Появление относительно крупного разрыва приводит к выделению большой порции сейсмической энергии и сильному землетрясению внутри области предварительных слабых многочисленных толчков. В окрестностях появившегося крупного разрыва происходит значительное скачкообразное перераспределение напряжений, картина которых бывает различной и весьма сложной.

Такая картина для простейшего случая появления плоского сколового разрыва в модели показана на рис. 131 (стр. 440). Эта картина рассматривается нами в качестве простейшей схемы строения очага землетрясения, т. е. пространства, окружающего возникающий разрыв, которое излучает сейсмические волны и в пределах которого происходит понижение и повышение напряжений.

III стадия — приспособление окрестностей разрыва к произошедшему быстрому смещению. Это смещение приводит у концов разрыва и на неровностях шва к особенно высоким локальным напряжениям, являющимся причиной постепенно замедляющегося во времени образования многочисленных мелких разрывов, вызывающих афтершоки — слабые землетрясения. Они следуют в большом числе за сильным и регистрируются главным образом по периферии очага сильного землетрясения в течение нескольких недель или месяцев.

IV стадия — продолжающееся относительное смещение крыльев крупного разрыва — их скольжение со средней скоростью до 1—2 см/год. Трение и скалывание неровностей крыльев в шве вызывают образование многочисленных мелких разрывов, производных от давно существующего крупного, которые порождают много слабых землетрясений. Однако сильные толчки здесь не возникают. Они свойственны периферии зоны разрыва и мест скопления гипоцентров слабых толчков, так как там еще существуют достаточно обширные слабо разрушенные области с повышенными напряжениями, из которых возможно выделение больших порций энергии, чем из шва. Так мы предлагаем объяснить уже много лет известную сейсмологам и считающуюся загадочной приуроченность землетрясений к краям мест скопления гипоцентров слабых землетрясений, свойственную ряду районов. На *IV* стадии число сильных землетрясений значительно сокращено относительно числа слабых, по сравнению с тем их соотношением, которое характерно для *I*, *II*, *III* стадий. Поэтому мы предполагаем, что график повторяемости землетрясений, считающийся прямолинейным для *I*, *II* и *III* (или *I* и *II*) стадий (см. рис. 117), может принимать во время *IV* (или *III* и *IV*) стадии искривленную форму, отгибаясь вниз за счет уменьшенного числа сильных землетрясений. Существование сейсмически активных участков не только с прямолинейными, но и с криволинейными графиками повторяемости было выявлено Комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли. Установление тектонических признаков для прогнозирования таких участков имеет большое значение для уточнения оценок сейсмической опасности. На моделях было отмечено, что во время *IV* стадии в пределах некоторого расстояния в обе стороны от разрыва развитие пластических деформаций замедляется. В этой зоне в тектоническом процессе большую роль играет относительное смещение слабо деформирующихся глыб. Напряжения внутри глыб здесь снижаются, по сравнению с окружающим пространством. Поэтому лишь вдалеке от разрыва, находящегося на *IV* стадии развития, возможен усиленный рост другого разрыва, проходящего *I*, *II* или *III* стадии роста. Так, перераспределение напряжений вокруг образовавшегося крупного разрыва, находящегося на *IV* стадии развития, определяет место развития следующего такого же разрыва, т. е. определяет ритмичность пространственного распределения разрывов.

V стадия — залечивание образовавшихся полостей застывающей магмой, кристаллизующимся веществом гидротермальных жил или минеральными отложениями из вод поверхностного происхождения. Эти процессы завершают полный цикл стадий. Сплошность коры в таком месте постепенно восстанавливается. Разрыв становится минеральным «рубцом», прочность которого часто бывает выше, чем у окружающей среды. Возможность залечивания разрыва и временного восстановления сплошности среды определяется неравномерностью во времени как тектонических движений, так и связанных с ними напряжений в земной коре.

Последующее нарастание напряжений приводит к повторению цикла, начиная со стадии I. Разрушение при этом развивается или по старому месту, или вблизи от него. В следующих один за другим циклах далеко не обязательно представлены все стадии.

Импульс представляет собой часть одной стадии, во время которой происходит наиболее активное развитие разрыва — предваряющих его мелких нарушений или смещение крыльев по крупному разрыву. Кратковременные быстрые смещения, возникающие не более чем за несколько секунд, не превышают 15 м по самым крупным разрывам. Более продолжительное скольжение крыльев, длящееся годами, достигает скорости 1—2 см/год. Благодаря большому числу импульсов общее смещение крыльев разрыва за одну стадию может достигать десятков и сотен метров. Амплитуды в несколько километров создаются за несколько стадий, циклов или этапов.

Тектонофизикой начато изучение закономерностей распределения разрывов в пространстве и времени. Эти закономерности выводятся при рассмотрении тектонических полей напряжений и механизмов формирования структуры земной коры.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРИРОДЕ И НА МОДЕЛЯХ

С непрерывно и повсеместно происходящими тектоническими пластическими деформациями и с развивающимися разрывами в земной коре связаны тектонические поля напряжений. Изучение поля напряжений состоит в определении направлений и величины главных напряжений во всех его точках.

Две исходные гипотезы. Обычно исследователи полей напряжений заранее признают одну из двух гипотез, которые соответствуют двум общим геотектоническим мировоззрениям, конкурирующим уже целое столетие.

Первая гипотеза предполагает, что различие в интенсивности деформаций земной коры на платформах и в тектонически активных областях связано с разными физическими свойствами этих частей коры, величина напряжений считается приблизительно одинаковой во всех областях коры. Это представление соответствует контракционной и пульсационной геотектоническим гипотезам Э. Зюсса [883], Г. Штилле [882], В. А. Обручева [505], П. Н. Кропоткина [371] и предполагает превосходство горизонтальных сил над вертикальными. Оценки напряжений, сделанные по энергии землетрясений в наиболее активных областях, допускается распространять на наименее активные области.

Вторая гипотеза связывает различие интенсивности деформаций коры разных тектонических областей в основном с действием неодинаковых сил, тогда как свойства коры считаются изменяющимися не особенно сильно. Такое представление согласуется с астенолитной, конвекционной и другими геотектоническими гипотезами, придающими наибольшее значение вертикальным силам [59—61, 432, 736, 828, 886]. Оценки напряжений, получаемые по энергии землетрясений в наиболее

активных областях, не могут при этом распространяться на наименее активные области.

Существующие данные о незначительных вариациях скорости упругих волн (и модулей упругости) в разных тектонических областях и четкая приуроченность землетрясений с большой энергией лишь к тектонически наиболее активным областям склоняют нас в пользу второй гипотезы.

Величина касательных напряжений в земной коре вычислялась ранее рядом авторов по данным об энергии сильных землетрясений и наблюдаемых на поверхности обратных упругих деформациях [432, 605]. При этом использовались различные предположения относительно объема и формы той области, в которой появление разрыва вызывает уменьшение касательных напряжений, а также о снятии напряжений в этой области почти на 100%. Так, в тектонически наиболее активных областях получались, ставшие традиционными и поэтому кажущиеся достоверными, значения касательных напряжений внутри коры порядка 100 кГ/см^2 . Учитывая точность определения энергии землетрясений в ± 1 порядок, оценку напряжений можно поднять до 300 кГ/см^2 . В тектонически малоактивных областях, где, как мы теперь знаем, скорость пластической деформации меньше в 10 и более раз, следует ожидать намного меньших напряжений.

Благодаря проведенному нами поляризационно-оптическому изучению напряженного состояния моделей вокруг разрывов, стало известно, что напряжения снижаются не на 100% и, кроме того, в ряде участков вокруг разрыва напряжения поднимаются. Поэтому упомянутые оценки напряжений по энергии землетрясений занижались по меньшей мере в 3 раза и приходится думать о возможности кратковременного существования внутри коры напряжений до 1000 кГ/см^2 . Проводившиеся в течение последних 20 лет измерения в шахтах на малой глубине до 2 км [309, 375, 380, 381, 656, 682, 773, 807, 809, 849] показали существование в тектонически малоактивных областях касательных напряжений в 100 кГ/см^2 и более. Из этого следует, что в тектонически самых активных областях на глубине должны действовать значительно большие напряжения. Наконец, известно, что образцы гранитов и основных пород, испытанных в лаборатории при давлениях, соответствующих глубоким частям коры, имеют прочность в $2000\text{—}3000 \text{ кГ/см}^2$. Таким образом, наше допущение о наличии в глубине коры наиболее активных областей кратковременно действующих напряжений до $1000\pm 500 \text{ кГ/см}^2$ соответствует имеющимся различным данным. В наименее активных областях предполагаются меньшие касательные напряжения до $100\pm 50 \text{ кГ/см}^2$ (см. гл. 33 и [200]).

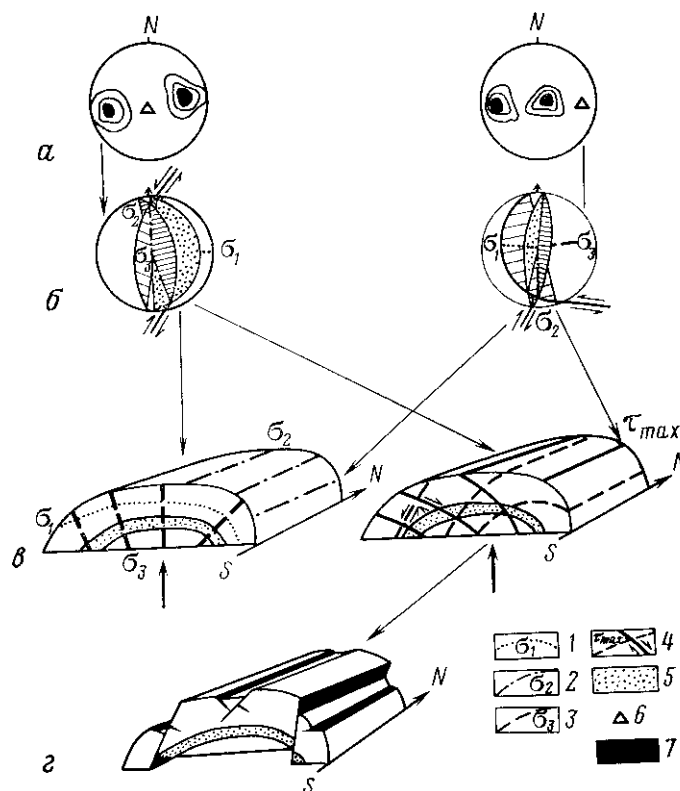
Величина всестороннего давления, в основном зависящая от веса вышележащих пород, отличается от него на величину, близкую к максимальным касательным напряжениям. Всестороннее давление увеличивается или уменьшается в зависимости от механизма тектонического процесса.

Все имеющиеся сейчас абсолютные оценки величины напряжений в земной коре, включая и наши, относящиеся к разным тектоническим областям на территории СССР [193, 198, 200, 801, 802], являются дискуссионными. Для получения достоверных оценок необходимы дальнейшие исследования.

Направление главных напряжений в земной коре определяется разными методами. Метод, развиваемый в сейсмологии [119, 755 и др.], позволяет по сейсмограммам сильного землетрясения, записанного многими станциями, установить направления трех главных напряжений, которые породили разрыв и вызванное развитием этого разрыва землетрясение. Этим методом характеризуется напряженное состояние только мест возникновения сильных землетрясений на протяжении последних

Рис. 142. Принципы восстановления тектонического поля напряжений, действовавшего в геологическом прошлом (по М. В. Гзовскому)

a — исходные стереографические диаграммы трещиноватости в структурно-однородных участках; *б* — найденные по трещиноватости направления главных напряжений в структурно-однородных участках; *в* — траектории главных нормальных σ_1 , σ_2 , σ_3 и касательных τ_{\max} напряжений в структурно неоднородной области; *г* — разрывы скальвания, соответствующие восстановленному полю напряжений. Направления главных нормальных напряжений: 1 — максимальных, 2 — промежуточных, 3 — минимальных, 4 — направление максимальных касательных напряжений, 5 — слоистость, 6 — изображение слоистости на стереографической диаграмме, 7 — разрывы сколового типа



50 лет. Такие данные, накапливающиеся сейчас по отдельным частям Средней Азии, указывают на существование как вертикальных, так и горизонтальных усилий, действующих на всю земную кору.

Измерения в шахтах также дают материал для установления направлений главных современных напряжений [375, 656, 807].

Метод, предложенный М. В. Гзовским [178, 189, 195], развивается в тектонофизике и применим на любой территории. Он состоит в геологическом описании трещин в горных породах и в статистическом рассмотрении их ориентировки с использованием специальных геометрических построений на стереографической сетке. Так восстанавливается направление главных напряжений, вызвавших возникновение анализируемых трещин (рис. 142). Последующие полевые работы автора и многих исследователей в районах с различной тектоникой и месторождениями нефти, угля и металлов показали широкие возможности применения этого метода как при региональных мелкомасштабных исследованиях, так и при весьма крупномасштабных локальных изысканиях [178, 182, 187, 195, 88, 254, 312, 331, 337, 378, 452, 462, 468, 530, 559, 567, 615, 648, 670 и др.].

Обобщение накопленных данных позволило автору [187, 195] выделить несколько главных типов локальных неоднородных полей напряжений, связанных с развитием простых структурных форм, главным образом отдельных складок (см. раздел Е и рис. 149).

Дальнейшее развитие этого метода восстановления поля напряжений О.И. Гущенко [275, 276] заключается в совместном анализе совокупности ориентировок всех сдвиговых смещений по различно расположенным поверхностям древних и новообразованных нарушений сплошности².

² Положение поверхности нарушения и направление смещения по ней могут определяться либо по геологическим, либо по сейсмологическим данным. — *Прим. ред.*

Таким путем были, например, выявлены горизонтальные направления наибольшего сжатия и наибольшего растяжения в неогене и четвертичном периоде, зафиксированные в палеозойских породах Чаткальского горного узла Средней Азии (рис. 143).

Изучение закономерностей распределения напряжений в неоднородных геологических телах должно быть важной задачей дальнейших исследований. В земной коре широко распространена глыбовая структура, при которой существуют многочисленные разрывы. Они разделяют не жесткие глыбы, как нередко предполагают геофизики, а пластически деформирующиеся массивы горных пород. На рис. 144 в качестве примера приведены схемы двух напряженных состояний части Чаткальского региона Тянь-Шаня, составленные О. И. Гуценко. На них изображены многочисленные крупные разрывы, пересекающие гранитный слой коры и отчасти проходящие через базальтовый слой. Разрывы активно развиваются в течение последних 15 млн. лет. Среди них установлены взбросы, надвиги, сбросы и достоверные сдвиги в горизонтальном направлении с амплитудой до 1,5 км. Между разрывами палеозойский фундамент сильно пластически деформируется. Это определяется по древним поверхностям выравнивания, неогеновым отложениям и четвертичным речным террасам. На рис. 144 изображены направления главных напряжений, восстановленные по трещиноватости горных пород различного возраста, вплоть до четвертичных. Эти исследования в ряде участков отчетливо показали большое значение сжатия земной коры в горизонтальном направлении. Видно также, что существование разрывов сильно сказывается на поле напряжений, вызывая резкие изменения в направлениях осей напряжений. Ясно, что должны ожидать и вызванные разрывами локальные изменения величин напряжений.

Величина и направление главных напряжений в моделях устанавливаются весьма достоверно и наглядно при помощи поляризационно-оптического метода, развитого применительно к задачам тектонофизики М. В. Гзовским [178, 195, 214, 798] и Д. Н. Осокиной [513, 514]. В Институте физики Земли АН СССР (совместно с сотрудниками других научных институтов) созданы новые оптически активные низкомолекулярные материалы с требуемыми по условиям подобия механическими и оптическими свойствами. Упругие разновидности этих материалов аналогичны используемым в горном деле и технике [214, 512, 514, 517—518]. Кроме них впервые были созданы пластичные оптически активные материалы, отсутствовавшие в технике [214, 513, 514, 521]. Сконструированы приборы для испытания материалов и установки для исследования моделей [184, 513, 514]. На моделях было достоверно выяснено, каким системам сил соответствуют восстановленные в природе поля напряжений и как в пределах полей изменяется величина напряжений. Из полученных на моделях данных М. В. Гзовским [184, 187, 195] и Д. Н. Осокиной [513, 514] сделаны практические выводы, относящиеся к поискам, разведке и разработке месторождений и к оценке сейсмической опасности.

На моделях из оптически чувствительных материалов могут выявляться закономерности изменения напряжений в пространстве, с течением времени и по мере развития деформаций и разрывов.

Закономерности влияния древних разрывов на поле более молодых напряжений изучались нами также на моделях (рис. 145 и 146). Подробное рассмотрение этого влияния приведено в гл. 31 и в [213, 215]. Выяснилось, что плоские древние разрывы, близкие к площадкам действия главных сжимающих нормальных напряжений нового поля, не оказывают на него никакого влияния. Особенно сильно искажают новое поле древние разрывы, совпадающие с площадками действия главных касательных напряжений. Разрывы, имеющие не плоскую, а волнистую или ломаную форму, окружены зоной сильных локальных изменений

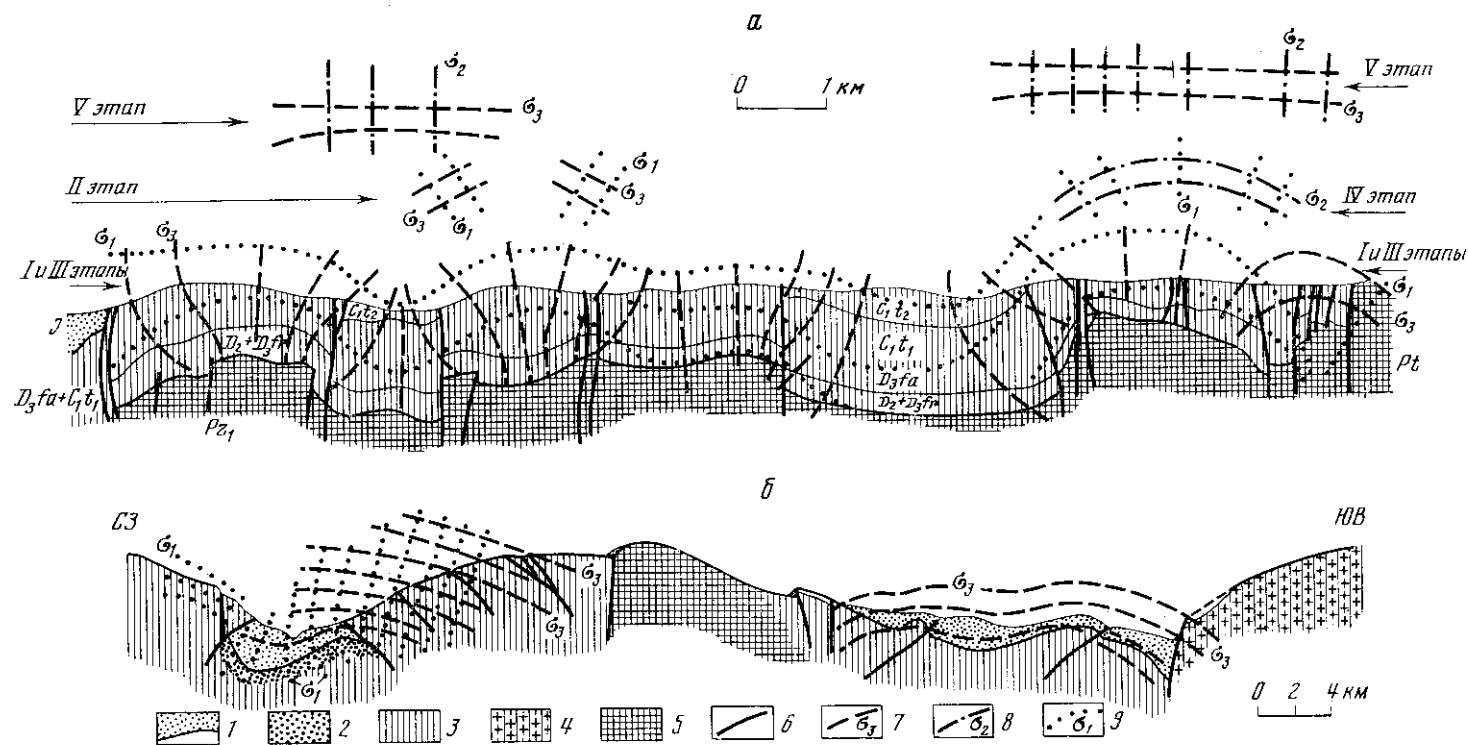


Рис. 143. Тектонические поля напряжений, изображенные на геологических профилях

a – напряжения в конце палеозоя в Байджансайском районе Средней Азии (по М. В. Гзовскому [195]; *б* – напряжения в четвертичное время в Чаткальском районе Средней Азии (по О. И. Гуценко). 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские отложения; 3 – среднепалеозойские отложения; 4 – позднепалеозойский гранитный батолит; 5 – нижнепалеозойские метаморфические породы; 6 – тектонические разрывы; 7 – траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений; 8 – траектории промежуточных главных нормальных напряжений; 9 – траектории алгебраически максимальных главных нормальных напряжений

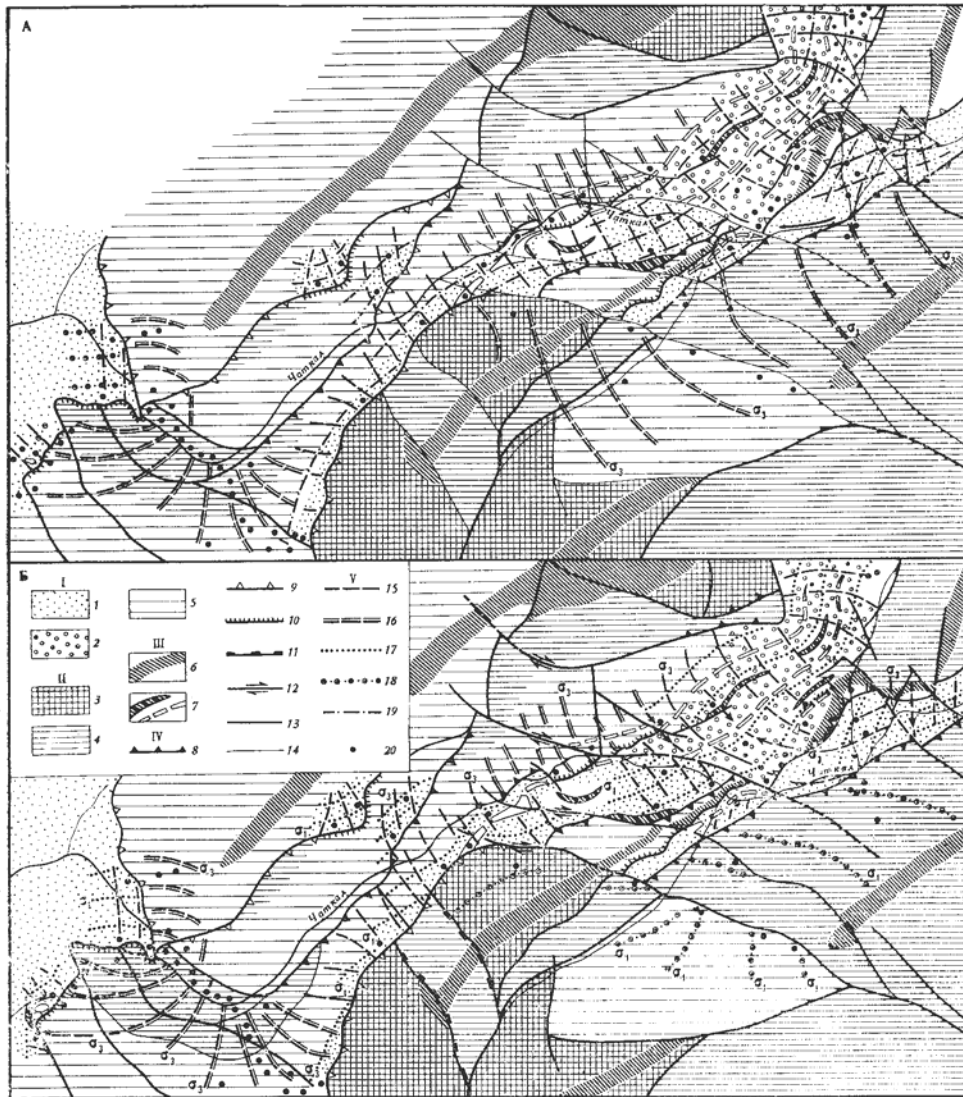


Рис. 144. Схемы двух последовательных этапов (А, Б) напряженного состояния верхней части земной коры в бассейне р. Чаткал (Западный Тянь-Шань) в неоген-четвертичное время (по О. И. Гущенко)

I — относительно опущенные участки: 1 — олигоцен-миоценовые отложения, 2 — олигоцен-нижнечетвертичные отложения; *II* — относительно поднятые участки: 3 — наиболее поднятые, 4 — менее поднятые, 5 — наименее поднятые; *III* — простирание основных складчатых структурных элементов: 6 — осевые части горст-антиклиналей, 7 — осевые части более мелких складок (антиклиналей и синклиналей) в кайнозойских отложениях; *IV* — разрывные нарушения: 8 — крутые взбросы (круче 70°), 9 — пологие взбросы ($50-70^\circ$), 10 — надвиги (положе 50°), 11 — сбросы, 12 и 13 — сдвиги, возникшие на этапе Б; 14 — разрывы невыясненного типа; *V* — траектории главных нормальных напряжений: 15 — наибольшие сжимающие ($-\sigma_3$) в новейших отложениях; 16 — то же, в палеозойских породах; 17 — наименьшие сжимающие ($-\sigma_1$) в новейших отложениях; 18 — наибольшие растягивающие ($+\sigma_1$) в палеозойских породах; 19 — промежуточные (σ_2), 20 — точки наблюдений над трещиноватостью и разрывами, использованные при восстановлении поля напряжений

величины напряжений. На рис. 147 (а также на рис. 116, 118—120, стр. 407, 411—413) приведены примеры моделей с такими искажениями. На них видно, что с разных сторон разрыва напряжения могут быть неодинаковыми. Вдоль разрыва располагаются многочисленные участки с

Рис. 145. Распределение цветов в оптически чувствительной модели, в которой поле напряжений искажено зигзагообразными разрывами, вытянутыми параллельно направлению наибольшего сжатия

1 — разрывы; 2 — направление наибольшего сжатия; величина максимальных касательных напряжений возрастает в последовательности цветов: 3 — желтый, 4 — красный, 5 — голубой (1-й порядок цветов) (по М. В. Гзовскому и др. [199])

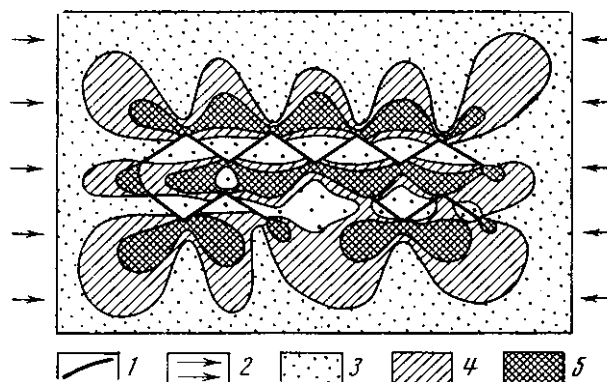
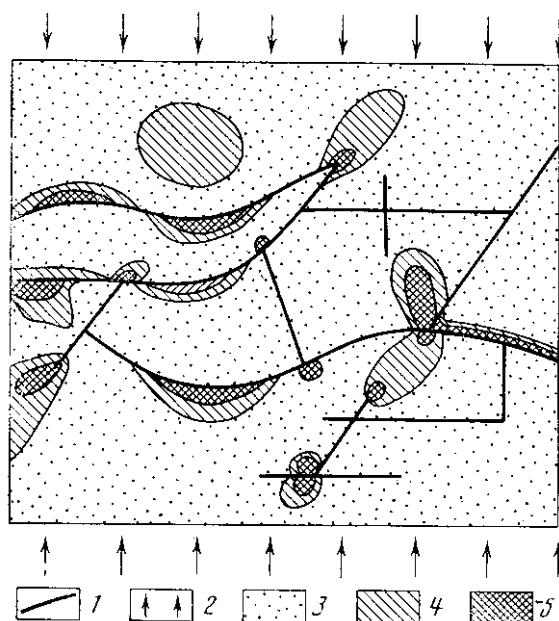


Рис. 146. Распределение цветов в оптически чувствительной модели, в которой поле напряжений искажено системой разрывов, примерно соответствующей карте центральной части Гармского геофизического полигона

1 — система разрывов; 2 — наибольшее сжатие, направленное меридионально. Величина максимальных касательных напряжений возрастает в последовательности цветов: 3 — желтый, 4 — красный, 5 — голубой (1-й порядок цветов) (по М. В. Гзовскому и др. [199])



повышенной и пониженной величиной напряжений. Повышение напряжений в наибольшей мере свойственно местам резких изломов поверхности разрыва и больше проявляется в том крыле, в сторону которого разрыв обращен своей выпуклостью. Искажения напряжений фиксируются на значительном расстоянии в стороне от разрыва.

Все эти искажения напряжений важны в практическом отношении. В массиве горных пород в местах повышения напряжений возможна концентрация рудных минералов. Здесь создается наибольшая опасность разрушения горных выработок при разработке месторождений. В сейсмически активных районах наиболее опасные для сооружений, самые напряженные участки могут оказываться на некотором расстоянии от геологически закартированных древних разрывов. Выясняется, что разные отрезки и крылья разрывов обладают различной опасностью. При изучении современных движений на геофизических полигонах установка реперов в самых напряженных и поэтому наиболее подвижных и показательных участках будет давать особенно ценные результаты.

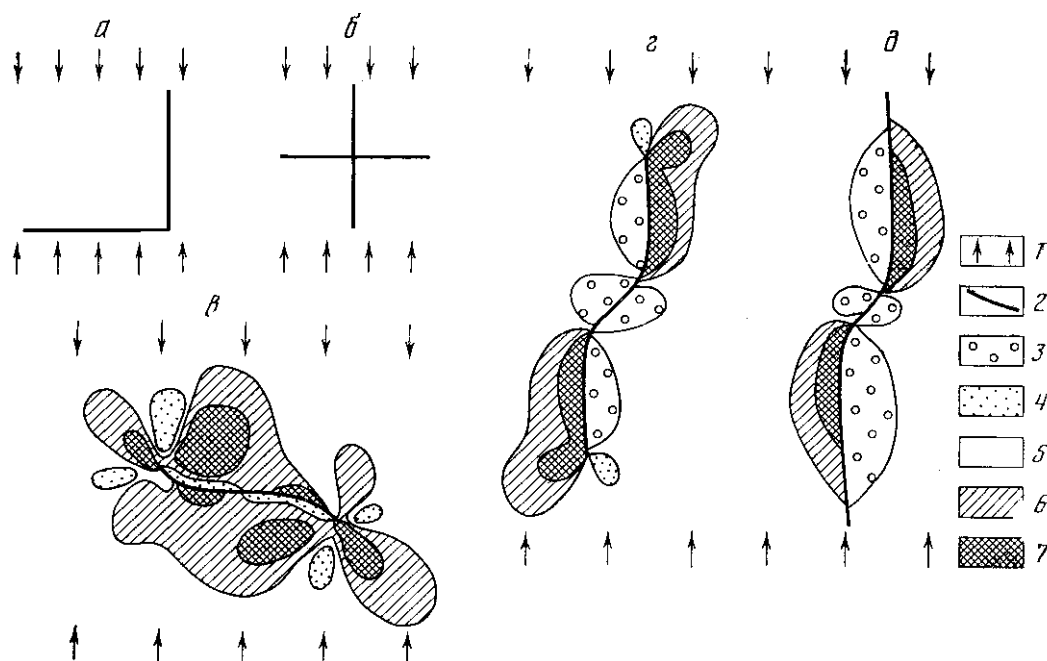


Рис. 147. Примеры влияния древних разрывов различных направлений и формы (а—д) на величину максимальных касательных напряжений в моделях

1 — направление общего наибольшего равномерного сжатия; 2 — древний разрыв; 3 — сильное уменьшение напряжений; 4 — слабое уменьшение напряжений; 5 — отсутствие влияния разрывов; 6 — слабое увеличение напряжений; 7 — сильное увеличение напряжений

Изучению локальных изменений поля напряжений при различных системах разрывов мы придаем очень большое значение, считая одинаково важными полевые исследования и испытания моделей. Таким образом, существует довольно много возможностей объективного эмпирического изучения напряженного состояния земной коры, которое должно сочетаться с математическими решениями задач о напряженном состоянии при различных механизмах тектонических процессов.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ИХ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ

Под механизмом тектонического процесса разные исследователи понимают различные по полноте наборы его качественных или количественных физических характеристик. Автором было предложено формулировать для каждого механизма свойственные ему соотношения, связывающие между собой характеристики, объединяемые в три группы: 1) внешние силы, внешняя форма геологического тела, движения его поверхности; 2) физические свойства вещества геологического тела, его первоначальная внутренняя структура, включая слоистость, древние складки и разрывы; 3) развивающиеся внутри тела новые деформации, разрывы и напряжения.

Выделение типов механизмов является физико-генетической классификацией тектонических процессов. В ней причина возникновения внешних сил не принимается во внимание, важны лишь физические характеристики этих сил (объемные, поверхностные, направление, величина, режим изменения в пространстве и времени и т. д.). Нередко один и тот же механизм регистрируется в земной коре при различном характере

внешних сил. Рассмотрение причин появления внешних сил составляет основу геолого-генетической классификации тектонических процессов по М. В. Гзовскому [180, 187, 189, 195].

Взаимосвязи между различными физическими характеристиками для каждого механизма выявляются путем полевых наблюдений, лабораторных экспериментов, а также математического рассмотрения уравнений и расчетов. В идеале эти взаимосвязи должны быть четко выражены уравнениями или графиками.

Полевое изучение механизмов деформирования земной коры

В настоящее время известно около десятка типов механизмов тектонического деформирования земной коры, однако ни один из них не имеет еще достаточно полного описания свойственных ему количественных и качественных физических закономерностей. Наиболее полно, с описанием полей напряжений и использованием некоторых уравнений, нами были освещены механизмы выжимания и будинирования слоев, продольного расплющивания, продольного изгибания, простого и сложных сдвигов (см. гл. 13—15, 22, 23, раздел Е и [187, 195]). Эти механизмы относятся к числу наиболее распространенных в земной коре. Существует много исследований, посвященных отдельным особенностям различных механизмов. Качественные соотношения между деформациями, трещинами, слоистостью, свойствами слоев и формой складки описывались во многих работах [39, 40, 59, 60, 87, 99, 327, 350, 353, 391, 408, 410, 567, 609, 616, 632, 639, 650, 712, 718, 764, 771, 810, 846, 892 и др.]. Часто при этом искались причины внешних сил, и основное внимание уделялось качественным выводам.

Во многих районах Советского Союза, главным образом на крупных месторождениях полезных ископаемых, с помощью разработанного М. В. Гзовским метода интерпретации трещинной тектоники [178, 189, 195] многими исследователями были восстановлены поля напряжений для различных промежутков времени на протяжении последних 600 млн. лет. Установлено, что напряженное состояние коры было весьма разнообразным. На карте СССР (рис. 148) указаны районы, где отчетливо проявились тектонические поля напряжений семи наиболее часто встречающихся групп, каждая из которых содержит по несколько видов механизмов (рис. 149).

Сейчас достоверно устанавливается, что:

а) Оси напряжений имеют определенное направление в течение некоторого времени на больших площадях.

б) По отношению к вертикали и простиранию тектонических зон оси напряжений имеют различные направления. Они часто совпадают с этими линиями, но часто бывают также сильно отклонены от них. Таким образом, ориентировка тектонических напряжений, восстановленная для геологического прошлого, более разнообразна, чем та, которую указывают сейсмологи для настоящего времени (см., например, [119]).

в) На ориентировку осей напряжений большое влияние оказывают различные по величине деформации и иные элементы структуры земной коры: слоистость, своды и крылья складок, разрывы, магматические интрузивные тела и др. Большое значение имеют реологические свойства (вязкость) соприкасающихся геологических тел.

г) Существуют сочетания общих полей, слабо изменяющихся на больших расстояниях, с многочисленными локальными искажениями поля, которые подчиняются определенным закономерностям.

д) С течением времени ориентировка осей напряжений не остается постоянной, она многократно качественно изменяется.

е) Среди восстанавливаемых в осадочном покрове и гранитном слое земной коры полей напряжений есть легко объясняемые действием

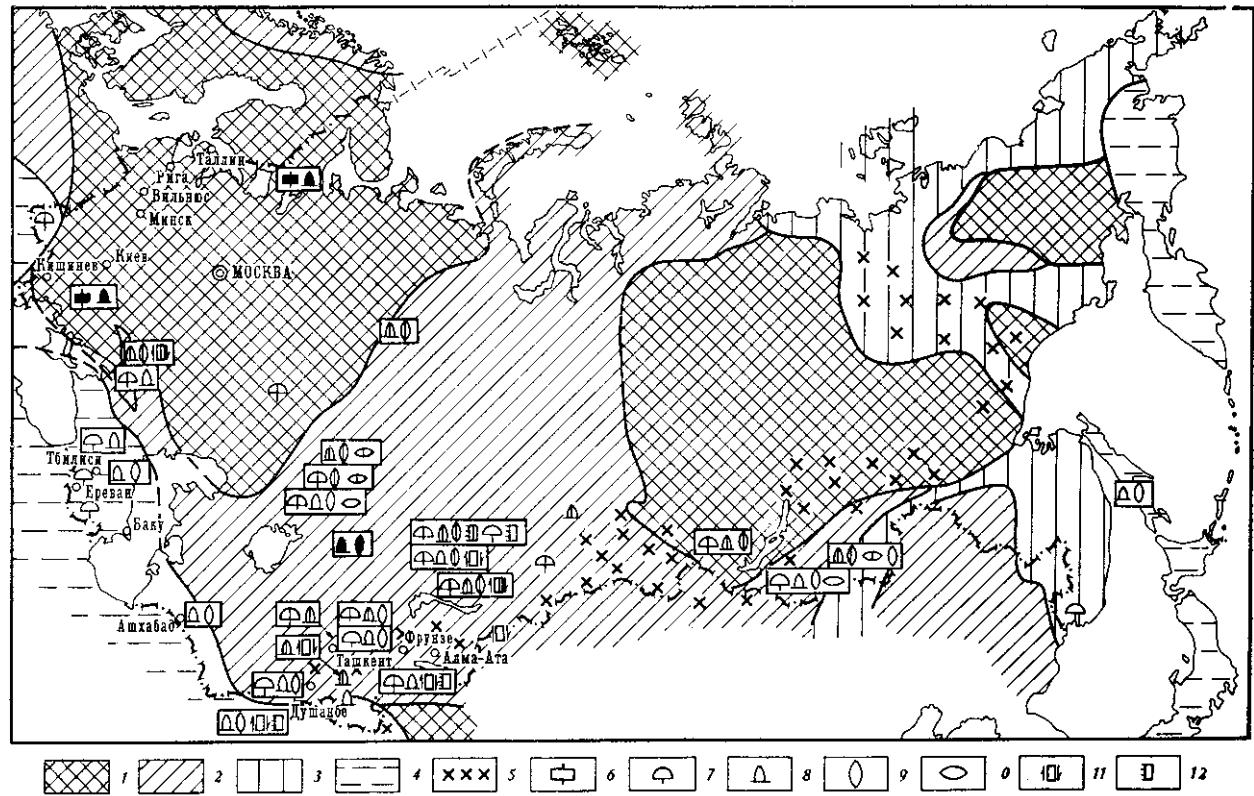


Рис. 148. Схема расположения районов изученных древних тектонических полей напряжений на территории СССР (по М. В. Гзовскому и А. В. Михайловой)

Общее тектоническое районирование. Тектонически малоактивные области материков, закончившие геосинклинальное развитие: 1 — в докембрии и кембрии (включая поздние байкалиды), 2 — в палеозое (каледониды и герциниды), 3 — в мезозое; тектонически активные области материков: 4 — альпийские геосинклинальные области, 5 — области активизации тектонических процессов в кайнозое. **Выявленные виды полей напряжений:** 6 — поперечного сжатия, 7 — поперечного изгибания, 8 — продольного сжатия, 9 — горизонтального сжатия при продольнозональном удлинении, 10 — горизонтального растяжения при продольнозональном укорочении, 11 — горизонтального продольнозонального сдвига, 12 — вертикального продольнозонального сдвига. Время действия напряжений: черные значки — докембрий; заштрихованные — палеозой; незаштрихованные — мезозой в кайнозой

вертикальных сил, а также такие, которые естественно связать с действием горизонтальных сил. Отчетливо проявлялись не только сжимающие, но и растягивающие напряжения, создававшие отрывы.

Изучение механизмов деформирования земной коры на моделях

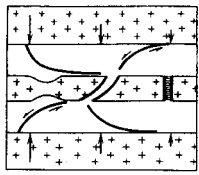
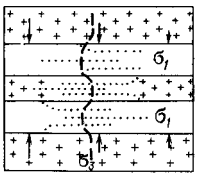
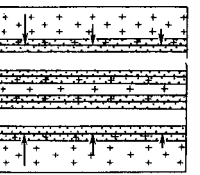
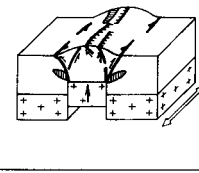
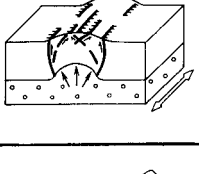
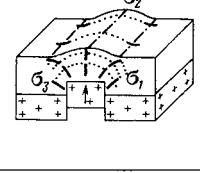
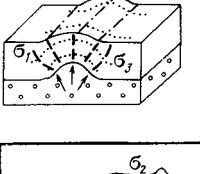
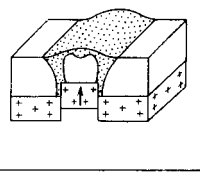
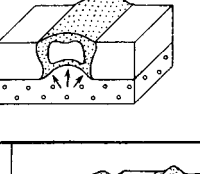
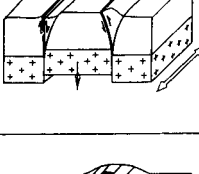
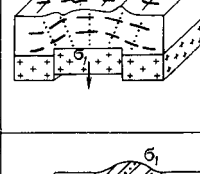
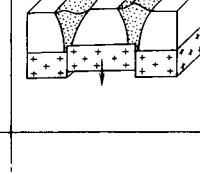
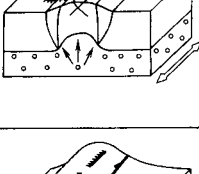
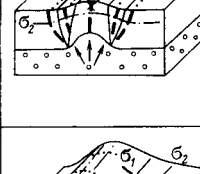
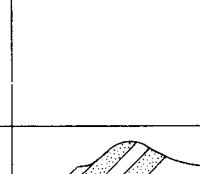
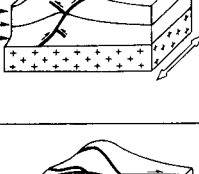
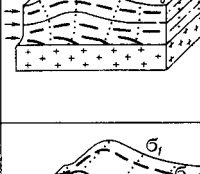
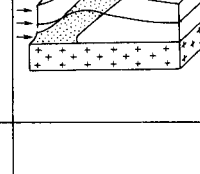
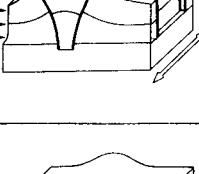
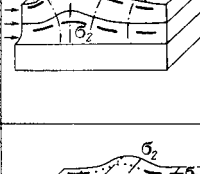
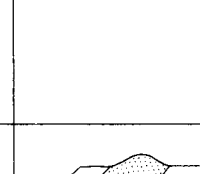
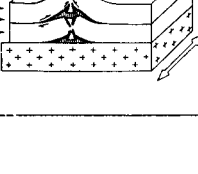
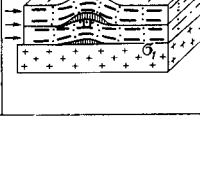
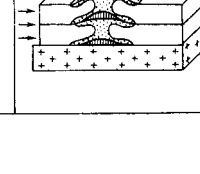
Методом моделирования выясняются частные закономерности, свойственные каждому механизму, а также следующие важные общие принципы:

I принцип. Распределение напряжений, развитие деформаций и разрывов сильно зависит от начальной внешней формы, внутренней структуры и реологических свойств геологического тела. Например, образование складок продольного изгиба облегчается с уменьшением толщины слоев и увеличением их вязкости и прочности. На поле напряжений влияет существование возникших ранее разрывов, магматических интрузивных тел и другие неоднородности.

II принцип. Распределение напряжений, развитие деформаций и разрывов сильно зависит от системы внешних сил, действующих на тело в начале процесса и по мере его развития. Напряженное состояние складок, созданных продольным сжатием, отличается от напряженного состояния при поперечном изгибе. Имеет значение не только направление сил, но и способ их приложения. Например, давление жесткой глыбы (эквивалента гранита) создает поле напряжений, отличающееся от результата воздействия мягкой легко деформируемой массы (эквивалента магмы или соли). Процесс деформирования и поля напряжений развиваются различно в зависимости от того, что является заданным в эксперименте: величины внешних сил, величины перемещений или скорости перемещений. В природе встречаются все три случая, например, поднимающаяся глыба фундамента давит на осадочный покров с заданной скоростью перемещения, а всплывающее ядро соляного купола или астенолита давит с заданной силой.

III принцип. Распределение напряжений в деформируемом теле бывает весьма неравномерным, и во многих местах направление напряжений сильно отличается от ориентировки внешних сил. Так, при росте складок поперечного изгиба условия образования сбросов на своде сочетаются с условиями развития взбросов, а в особых случаях и пологих надвигов на крыльях. Данные о напряженном состоянии какой-либо одной части деформируемого тела не дают основания судить о направлении внешних сил. Вертикальные нормальные напряжения не обязательно являются везде сжимающими и равными весу вышележащего материала. В отдельных участках на глубине вертикальные напряжения бывают растягивающими (например, на крыльях складок поперечного изгиба).

IV принцип. Распределение напряжений и дальнейшее развитие деформаций сильно зависят от возникших изменений формы тела, а также деформаций и разрывов внутри него. Поэтому при неизменном характере внешних сил процесс разделяется на качественно различные стадии. Так, при росте складок поперечного изгиба сперва возникают продольные разрывы. Их появление изменяет напряженное состояние внутри складки и приводит к образованию более поздних поперечных разрывов. При продольном сжатии слоев сперва развиваются складки продольного расплющивания (утолщения), а затем, при наличии определенных условий, происходит продольное изгибание слоев. Оно сопровождается отрывами между соседними слоями в замках складок, скольжением вдоль слоев на крыльях складок и растяжением около выпуклых сторон слоев. Такое локальное растяжение имеет одинаковое направление с общим сжатием внешними силами.

Группа механизмов	Характеристики полей напряжений			Условные обозначения по рис. 148		
	в вид механизма	Наблюдаемые деформации и разрывы	Траектории главных нормальных напряжений		Места действия наибольших касательных напряжений	
Поперечное сжатие F, M, T					⊕	
	Изгибающие	<p>Прямое на ранней стадии (при «жестком штампе») F, M, T</p>  <p>Прямое на поздней стадии (при «мягком штампе») F, M</p> 	 	 		⊕
Поперечное	Обратное (при «жестком штампе») F, M				⊕	
	Прямое на поздней стадии (при «мягком штампе») M					⊕
Продольное сжатие	Продольное растяжение-сжатие при деформации шарнира F, M, T				⊕	
	Продольное растяжение-сжатие при деформации шарнира F, M, T (поперек шарнира)					⊕
	Продольное изгибание F, M, T					

V принцип. Качественные изменения поля напряжений в определенном участке могут иметь две принципиально различные причины: наступление новой стадии процесса при неизменной системе внешних сил или начало действия новой системы сил.

Совместное проявление перечисленных общих закономерностей при различных исходных структурах, свойствах геологических тел, системах внешних сил, деформациях, разрывах и изменениях свойств горных пород приводит к существованию большого числа различных типов тектонических полей напряжений. Путем моделирования удастся исследовать условия, необходимые для проявления каждого механизма, а также характерные для него стадии. На моделях достоверно выясняется, какой системой сил могло быть вызвано поле напряжений, восстановленное в природных условиях. Исследуя модели, можно выяснить, каким образом влияют различные факторы на проявление каждого механизма.

Группа механизмов	Вид механизма	Характеристики полей напряжений			Условные обозначения на рис. 149
		Наблюдаемые деформации и разрывы	Траектории главных нормальных напряжений	Места действия наибольших касательных напряжений	
Горизонтальное сжатие при продольнозональном утолщении F					
Горизонтальное растяжение при продольнозональном утончении F					
Продольнозональные сдвиги	Горизонтальные продольнозональные сдвиги F, M, T				

Рис. 149. Главные тектонические поля напряжений и типы механизмов деформирования земной коры на территории СССР (по М. В. Гзовскому, А. В. Михайловой, 1971 г.)

1 — пластичные высоковязкие породы; 2 — пластинные маловязкие породы; 3 — наименее вязкие породы; 4 — взбросы, надвиги (а — возникающие, б — древние); 5 — сбросы (а — возникающие, б — древние); 6 — сдвиги, возникающие; 7 — отрывы и межпластовые полости; 8 — простирание тектонической зональности; 9 — активные внешние силы; 10 — траектории главных нормальных напряжений; 11 — места действия максимальных касательных напряжений. При построении диаграмм использовались результаты полевых исследований (F), моделирования (M), теоретических решений (T)

Математическое изучение механизмов деформирования земной коры

В новом направлении изучения механизмов главное внимание уделяется отысканию количественных связей между напряжениями, деформациями, разрывами, первоначальной структурой, общей морфологией и внешними силами без акцентировки вопроса о причинах возникновения внешних сил. Количественные соотношения, естественно, выражаются в виде формул. Такие работы были опубликованы У. Хафнером [804], Б. Л. Шнеерсоном [710, 711], Г. Рамбергом [854], М. В. Гзовским [195, 187]. В настоящее время значительно усилилось математическое изучение отдельных связей, что стало возможным благодаря использованию ЭВМ. Таковы работы М. Био [738, 741], М. Э. Липской [405], А. М. Кочеткова [356], Г. Рамберга [854], Е. В. Артющкова [17], В. Чеппла [761] и др. Теория некоторых механизмов образования отдельных складок используется в качестве первого приближения при рассмотрении деформации коры в целом.

А. С. Григорьевым и В. П. Ионкиным [252] был составлен критический обзор более 80 опубликованных советских и зарубежных работ, посвященных решениям задач тектонофизики методами механики деформируемого твердого тела. Обзор показал, что существующие решения в большинстве своем ставились при введении ограничений и упрощений (постоянная вязкость, малые деформации и т. д.). Несмотря на правомерность подобных решений, в ряде случаев (например, при изучении современных движений) используются условия, сильно упрощенные по сравнению с природными. Из сказанного вытекает, что математическую теорию тектонических процессов необходимо существенно усовершенствовать.

В последнее десятилетие теоретические исследования в области тектонофизики активно проводились А. С. Григорьевым в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР в тесном контакте с автором. Ниже приводятся основные результаты этих исследований. В силу особенностей процессов образования геологических структур (длительность времени, большие деформации и смещения, неоднородность и анизотропия материала и т. д.) теоретические исследования в области тектонофизики должны на наш взгляд идти в двух направлениях.

Первое направление исследований связано с построением исходных физических соотношений, наиболее полно отражающих указанные особенности. Речь идет как о выборе моделей материала и объектов, так и об учете условий деформирования.

В этом плане существенное развитие получила теория больших деформаций оболочек и пластин из пластичного или вязкого материала, которая не содержит заложенных в классической теории упругости и пластичности ограничений величин углов поворота и требований малости деформаций по сравнению с единицей. Использование этой теории во многих задачах тектонофизики представляется естественным. В частности, эта теория может быть применена при рассмотрении различных деформаций пластичных слоев и слоистых толщ в земной коре и при изучении реологических свойств горных пород и материалов моделей.

Уравнения теории больших деформаций оболочки вращения с произвольной гладкой начальной формой меридиана были предложены А. С. Григорьевым [244, 245, 790]. При этом предполагалось, что механические свойства материала описываются зависимостями между истинными напряжениями и логарифмическими деформациями. Большое внимание было уделено явлению локализации деформации в оболочках, аналогичному образованию «шейки» в растягиваемом стержне. Такая «потеря устойчивости при растяжении» может иметь место и в оболочках вращения при положительных главных напряжениях и больших де-

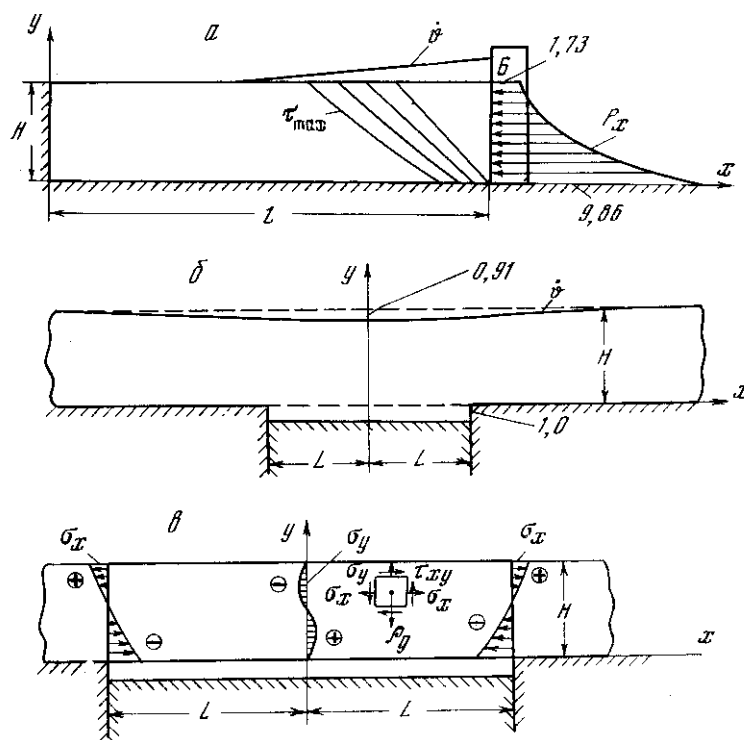


Рис. 150. Схемы постановки и результатов теоретического решения тектонофизических задач для некоторых механизмов деформирования земной коры

а — деформация прямоугольного массива под действием бокового давления и подошвенного трения. При $L/H = 7,0$ в масштабе дан график скорости \dot{v} вертикальных смещений поверхности и горизонтальных давлений P_x на контакте массива с движущимся блоком Б (τ_{max} — траектории максимальных касательных напряжений, начинающиеся на участке проскальзывания подошвы массива); *б* — деформация слоя над опускающейся глыбой основания. При $L/H = 1,0$ в масштабе дан график безразмерных скоростей \dot{v} вертикальных смещений дневной поверхности; *в* — напряженное состояние свободно провисающего слоя. При $L/H = 2,0$ даны графики безразмерных напряжений σ_x и σ_y ; ρg — удельный вес

формациях. Было доказано, что, если материал оболочки способен претерпевать большие деформации до разрушения, всегда существует величина «критической» нагрузки, при которой такое явление происходит. Если рассматривать оболочку из вязкого материала, то локализации деформации должно отвечать некоторое «критическое» значение времени деформирования, т. е. имеет место один из механизмов деформирования, непосредственно предшествующих разрушению [245, 791].

Были рассмотрены также некоторые конкретные вопросы и задачи: о времени вязкого разрушения и «критическом» времени в условиях ползучести, о концентрации напряжений у кругового отверстия в пластинах при больших деформациях и т. д.

Было найдено «критическое» время для процесса установившейся ползучести круговой плиты из нелинейно вязкого материала, равномерно сжатой по плоским торцам и нагруженной растягивающими усилиями вдоль контура [246]. Опубликован краткий обзор, охвативший более 90 работ по теории больших деформаций, оболочек и пластин и ее приложению [247].

А. С. Григорьевым предложено дальнейшее развитие теории больших деформаций для случая, когда механические характеристики материала меняются вследствие неоднородности, вызванной воздействием какого-либо активного внешнего поля — температурного, облучения и т. п.

На основании обработки экспериментальных кривых для ряда материалов, в случае температурного поля, основной закон деформирования предлагается принять в виде

$$\sigma_i = k\Psi(T)f(\varepsilon_i), \quad (3)$$

где σ_i и ε_i — интенсивности истинных напряжений и логарифмических деформаций; k — постоянная, имеющая размерность напряжения; $\Psi(T)$ — функция температуры, характерная для каждого материала. Такое представление открывает относительно большие возможности для решения конкретных задач о напряженном и деформированном состоянии твердых тел, механические свойства которых меняются под воздействием температурных полей. Подробно соответствующая теория была развита применительно к оболочкам вращения, механические свойства которых меняются вдоль меридиана.

Второе направление исследований связано с решением конкретных задач, моделирующих некоторые тектонические процессы. При выборе механизма деформирования, на основе геофизических и геологических данных по какому-либо району или доминирующих геофизических гипотез, может быть поставлена и соответствующая задача математической физики. В свете современных представлений о структуре литосферы, механических и реологических свойствах слагающих ее пород некоторые задачи такого рода, при известных ограничениях и введении разумных упрощений, могут ставиться как задачи описания равновесных процессов для линейно-вязких массивов. Примеры рассмотренных нами задач приводятся ниже.

В связи с изучением процесса образования надвигов рассмотрена задача о напряженном состоянии и деформациях в прямоугольном массиве под действием бокового давления, создаваемого горизонтально движущимся жестким блоком, и подошвенного трения, при частичном проскальзывании [248] (рис. 150, а). Картина скоростей вертикальных смещений на поверхности массива, найденная из решения, хорошо согласуется с полученной А. В. Михайловой экспериментальным путем в пластичных моделях. Траектории максимальных касательных напряжений, найденные теоретически, оказались близкими к направлениям основных трещин скалывания, зафиксированным при опытах [470].

Большой интерес для теоретической и практической тектонофизики представляет задача о смещениях дневной поверхности и напряженном состоянии вязкого слоя земной коры над вертикально опускающейся глыбой основания [253, 699] (рис. 150, б). Была получена зависимость между скоростями вертикальных смещений на поверхности и скоростью движения глыбы, а также теоретически выявлены зоны концентрации напряжений, размещающиеся вблизи границ опускающегося блока.

А. С. Григорьевым и З. Е. Шахмурадовой решена задача о деформациях и напряжениях в весомом свободно провисающем слое (рис. 150, в). Эта задача соответствует большой скорости опускания глыбы и представляет интерес не только для геофизики, но и для горного дела. Обращают на себя внимание найденные из решения растягивающие напряжения на горизонтальных площадках в нижней части слоя [203].

Рассмотрена задача о «растекании» вязкого цилиндра под действием собственного веса и давления по торцам, в предположении, что вязкость является функцией напряжений и величины деформаций не ограничены [249].

В качестве примера, представляющего большой интерес для тектонофизики, приведем выполненное А. С. Григорьевым рассмотрение соотношений между глубинным конвекционным потоком в верхней мантии и направлением тектонических движений, регистрируемых полевыми исследованиями на верхней поверхности земной коры [251]. Среди гео-

физиков и тектонистов широко распространено представление о том, что над восходящими потоками в верхней мантии поверхность земной коры, вследствие деформации растяжения коры, движется в обратном направлении — опускается. Под поднимающимися участками коры ожидаются обратные — нисходящие потоки в мантии (рис. 151). А. С. Григорьевым рассмотрена задача о деформациях коры на участках предполагаемого воздействия на нее круговых конвекционных потоков подкорового вещества. Кора в первом приближении считалась линейно-вязкой. Для суждения о качественной картине очень большое значение имеет соотношение между вязкостью коры и вязкостью верхней мантии (или астеносферы). Рассматривались два предельных случая.

В первом предельном случае предполагалось, что вязкости коры и мантии одного порядка и поэтому компоненты скорости движения в верхней части мантии и в нижней части коры совпадают. Решение задачи показало, что действительно земная кора должна была бы над восходящим потоком утоняться, а над нисходящим утолщаться, однако нигде верхняя поверхность коры не должна двигаться в направлении, противоположном конвекционному потоку под корой.

Во втором предельном случае предполагалось, что вязкость астеносферы на несколько порядков ниже вязкости коры, что в большей степени соответствует современным геофизическим представлениям, нежели предпосылки, отвечающие случаю, рассмотренному выше. При этом следует считать, что на подошву коры передаются не скорости движения, а нормальные и касательные усилия, создаваемые пограничным слоем потока. А. С. Григорьевым было показано, что преобладающую роль в процессе деформирования играют именно касательные силы на подошве. Качественная картина деформирования коры при этом отвечает общепринятым предположениям, — в зоне восходящего потока кора должна опускаться и становиться тоньше. Графики безразмерных скоростей вертикальных смещений коры, отвечающие обоим вариантам, показаны на рис. 152.

Как видно, теоретическое рассмотрение одного из наиболее распространенных представлений о механизме тектонического преобразования структуры земной коры дает большие возможности для оценки ожидаемых соотношений между измеряемыми движениями у поверхности земной коры и движениями на глубине.

Для восстановления систем внешних сил, деформирующих геологические тела, большое значение имеют выявляемые в природе по трещинам поля напряжений. Многие из известных сейчас реконструкций палеозойских, мезозойских и кайнозойских полей напряжений в Казахстане, Средней Азии, Копетдаге, Донбассе, на Сахалине и в других местах указывают, что в течение некоторых промежутков времени в осадочном и гранитном слоях земной коры наибольшие сжимающие силы действовали в горизонтальном направлении. Сейсмические данные указывают на существование таких сил вплоть до больших глубин (в мантии). Вместе с тем широко распространены и другие поля напряжений, свидетельствующие о вертикальном направлении наибольших активных сжимающих усилий в течение определенных промежутков времени. Известные сейчас тектонофизические факты не оправдывают взгляды тех геологов, которые стремятся выявить лишь одно ведущее направление усилий, деформирующих земную кору, — вертикальное или горизонтальное. Становится все более ясным, что в разных условиях времени и места ведущую роль в деформировании коры играют то вертикальные, то горизонтальные силы. Известны примеры, допускающие предположение об одновременном действии независимых друг от друга вертикальных и горизонтальных активных внешних сил.

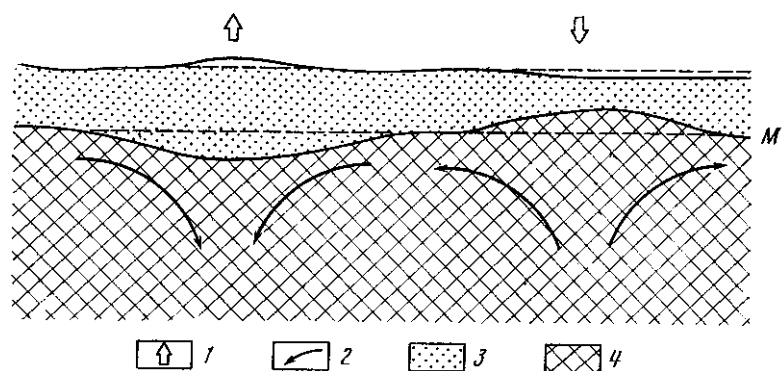


Рис. 151. Широко распространенная схема деформирования коры конвекционными потоками в мантии (по Ф. А. Венинг-Мейнецу, Х. Х. Хессу, П. Кюнелу, Э. Краусу и др.)

1 — движение верхней части коры; 2 — движение в верхней части мантии; 3 — кора; 4 — верхняя мантия. М — поверхность Мохоровичича

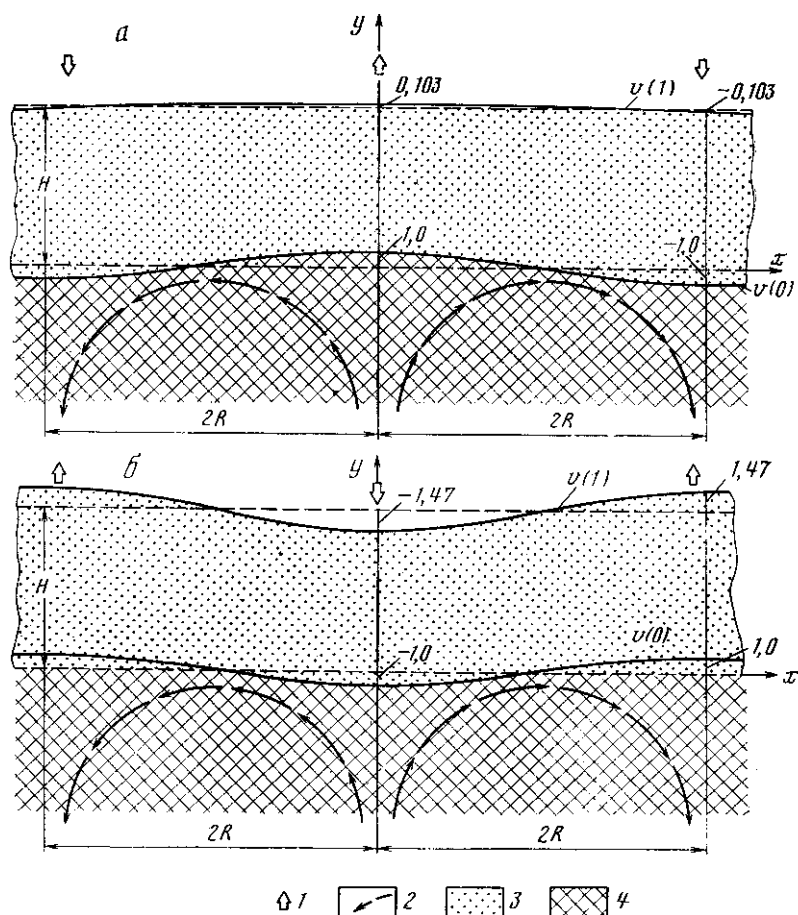


Рис. 152. Схема перемещений и деформаций коры над гипотетическими конвекционными потоками в мантии (по А. С. Григорьеву)

а — первый предельный случай; б — второй предельный случай. При $H/R = 1$ для фиксированного момента времени в масштабе указаны безразмерные вертикальные смещения границ земной коры. $v(0)$ и $v(1)$ — подошва и кровля коры соответственно. 1 — движение верхней части коры; 2 — движение верхней части мантии; 3 — кора; 4 — верхняя мантия

Достоверное рассмотрение внешних сил, действующих на земную кору, явится одной из ближайших задач тектонофизики. Огромную роль при объективной характеристике этих сил будет играть анализ региональных геофизических данных, особенно сейсмических и гравиметрических. В течение последних лет выяснилось, что во многих тектонически наиболее активных областях земная кора движется в направлении, противоположном тому, которое приближало бы ее к изостатически равновесному положению: в районах положительных изо-

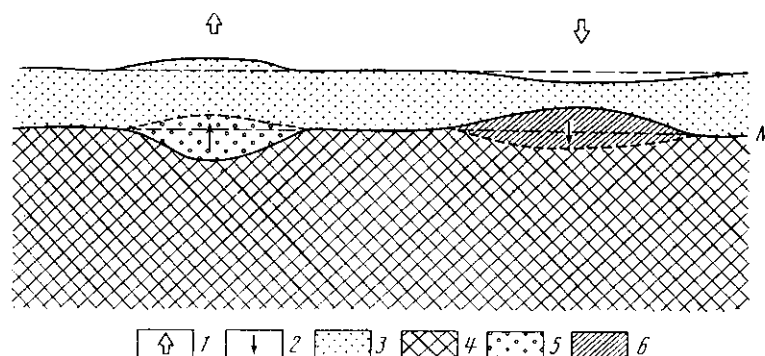


Рис. 153. Широко распространенная схема изостатического всплывания (или погружения) коры при соединении с ней новых порций легкого материала или появлении в ней тяжелого (по Р. Беммелану, В. В. Белоусову и др.)

1 — движение верхней части коры; 2 — движение в верхней части мантии; 3 — кора; 4 — верхняя мантия; 5 — вещество малой плотности, присоединившееся снизу к коре; 6 — вещество большой плотности, образовавшееся из коры. М — поверхность Мохоровичича

статических аномалий происходит поднятие (вместо опускания), а в районах отрицательных аномалий — опускание (вместо поднятия). Это отмечалось М. В. Гзовским [193, 800], М. Е. Артемьевым [10—12], Е. В. Артюшковым [13, 18] и др. Такие факты требуют существенных изменений в широко распространенных схемах, объясняющих вертикальные движения коры восходящими конвекционными потоками или присоединением всплывающих из мантии астенолитов к земной коре (рис. 153). Весьма перспективными представляются идеи Е. Н. Люстиха [418, 424], В. А. Магницкого [432] и М. Е. Артемьева [12] об использовании гравитационных данных с целью выяснения причин появления сил, деформирующих земную кору. Для продвижения в этом направлении автор предлагает начать вычисление гравитационных аномалий с новым геологическим смыслом. В качестве известных в этих вычислениях должны фигурировать: рельеф местности, нормальное значение силы тяжести и ее наблюдаемая величина (как в существующих типах аномалий), а также конкретные данные о строении земной коры — мощности и глубины залегания всех ее слоев, полученные сейсмологическими методами, независимо от гравиметрических материалов. Итак, в теоретическую величину силы тяжести будет включен гравитационный эффект реальной земной коры (в существующих аномалиях вместо него используется одна из крайне простых гипотез, во многих местах не соответствующая действительности [665]). Поэтому получающаяся аномалия нового типа будет отражать, главным образом, распределение аномальных масс под корою, что и требуется при рассмотрении внешних сил. Первые расчеты таких аномалий опубликованы [151, 713].

Главные типы механизмов деформирования земной коры

Наблюдаемые в природе деформации, разрывы и поля напряжений, вместе с выявленными при моделировании физическими закономерностями и выводами из математических решений, позволяют выделить наиболее распространенные механизмы тектонического преобразования земной коры на континентальной территории СССР (см. рис. 148 и 149).

Поперечное сжатие. Наибольшие сжимающие активные внешние силы направлены поперек слоистости пластической толщи. Величина сжимающих внешних сил неравномерна в пространстве. В этих условиях материал менее вязких слоев выдавливается вдоль слоистости, а в более вязких слоях появляется локальное продольное к слоистости растяжение. Поле напряжений весьма неоднородно и сильно изменяется от слоя к слою. В результате возникают различные структуры будинажа, которые особенно широко распространены в сильно метаморфизованных древних породах. В осадочных мезозойских и кайнозойских породах будинаж регистрируется реже и свойствен наиболее сильно деформированным слоистым толщам [187, 650, 854].

Поперечное изгибание. Пластичный пласт или слоистая толща изгибается под действием активных внешних сил, направленных поперек слоистости (чаще всего вертикальных). В начале деформации и по мере увеличения изгиба слоев в одном направлении алгебраически минимальные, т. е. наибольшие сжимающие, напряжения σ_3 близки к направлению, перпендикулярному к слоистости. Алгебраически максимальные нормальные напряжения (т. е. наименьшие из сжимающих или наибольшие растягивающие) σ_1 близки по направлению к слоистости и тянутся вкрест простирания растущей складки. Распределение величины напряжений весьма неравномерное. В замке и на крыльях антиклинальной складки существуют значительные растягивающие напряжения, а в ядре — сильное всестороннее сжатие. На крыльях имеются также вертикальные растягивающие напряжения, которые могут быть и во внутренних частях складок. Распределение касательных напряжений сильно зависит от свойств тела, давящего на деформируемую толщу, особенно они велики на крыльях. Слоистость вызывает значительные осложнения поля напряжений.

При развитии поперечного изгиба в первую очередь на крыльях возникают параллельные оси складки, растущие снизу вверх осепродольные разрывы типа взбросов (реже надвигов или сбросов). Одновременно на сводах антиклиналей сверху вниз растут осепродольные сбросы.

Установлено, что в природе поперечный изгиб часто развивается длительно и неравномерно во времени, причем неоднократно могут происходить движения обратного направления: например, поднимавшиеся участки коры в течение некоторого времени опускаются. При этом поле напряжений очень сильно изменяется. Поперечными к слоистости оказываются напряжения σ_1 , а близкими к слоистости и поперечными к оси складки — напряжения σ_3 . Появляется локальное растяжение в вертикальном направлении. Наибольшая величина касательных напряжений сохраняется на крыльях, где развиваются осепродольные крутые сбросы и поддвижки, по которым направление смещения крыльев обратное тому, что соответствует основному (прямому) развитию поперечного изгиба. В результате на крыльях возникают очень узкие и длинные осепродольные горсты и грабены, часто называемые шовными.

В природе и на моделях при прямом поперечном изгибе отчетливо регистрируется, что после появления большого числа осепродольных разрывов поле напряжений сильно изменяется, несмотря на постоянство

внешних сил. Алгебраически максимальные нормальные напряжения σ_1 , вытягиваются параллельно оси складки, и начинают развиваться осепоперечные сбросы.

Механизм поперечного изгиба очень широко распространен в земной коре в больших и малых объемах: от деформаций коры в целом (например, в результате предполагаемого подъема астенолитов в верхней мантии) до изгибания слоев осадочного покрова над глыбами фундамента или соляными куполами. Большое влияние на развитие магматизма, сейсмических явлений и образование месторождений полезных ископаемых оказывает особенно высокая величина касательных напряжений на крыльях [194—196].

Продольное сжатие. Пластичный пласт или слоистая толща сжимается активными внешними силами, параллельными исходному положению слоистости. Такие силы могут быть приложены различным образом, и это имеет существенное значение. В зависимости от свойств слоев, величины и продолжительности действия внешних сил толща деформируется по одному из двух качественно различных механизмов [187, 741]. В одном случае происходят местные утолщения пачек слоев около определенных поперечных сечений толщи, приводящие к образованию складок продольного расплющивания (утолщения). В другом случае после некоторого продольного расплющивания слоев происходит резкое качественное изменение процесса — начинается продольное изгибание. Слои практически не изменяют своей толщины.

Около осевых поверхностей складок происходит отделение каждого слоя от соседних с образованием седловидных полостей. Вертикальные нормальные напряжения здесь в начале деформирования были сжимающими, равными весу вышележащих пород. По мере развития продольного изгиба они постепенно уменьшаются до нуля и становятся растягивающими в нижней части каждого самостоятельно изгибающегося слоя. На крыльях слои смещаются один вдоль другого.

Направление алгебраически минимальных нормальных напряжений σ_3 в начале процесса близко к слоистости и направлению внешних сжимающих сил. По мере развития складок продольного расплющивания оно мало изменяется. При развитии продольного изгиба траектории этих напряжений постепенно отклоняются от первоначальных направлений, сохраняя положение, близкое к слоям, образующим складки. Алгебраически максимальные нормальные напряжения σ_1 сперва перпендикулярны слоистости. По мере роста складки продольного расплющивания у внешней стороны ее замка появляется область, где происходит растяжение материала вдоль слоистости по тому же направлению, по которому действуют внешние сжимающие силы. При развитии продольного изгиба такие растягивающие напряжения появляются в каждом слое около осевой поверхности складки. Промежуточные главные нормальные напряжения σ_2 при упомянутых деформациях параллельны шарниру складки.

Наибольшие по величине касательные напряжения τ_{\max} действуют главным образом вблизи осевых поверхностей складок, особенно складок продольного изгиба. Это определяет наибольшее развитие разрывов вблизи от осевой поверхности. Здесь преобладают взбросы, надвиги и поддвиги. Однако возле выпуклой стороны замка на сводах антиклиналей возможно развитие сбросов.

Все сказанное показывает, что складки продольного сжатия сильно отличаются от складок поперечного изгиба по условиям формирования месторождений полезных ископаемых.

Возникновение всех осепродольных разрывов вызывает качественное изменение поля напряжений, несмотря на постоянство внешних сил. Алгебраически максимальные нормальные напряжения σ_1 на поздних

стадиях развития складки приобретают новое направление, параллельное шарниру складки. В результате этого начинается образование новых разрывов. Если шарнир складки горизонтален, эти разрывы являются диагональными сдвигами с горизонтальным смещением возле осевой поверхности складки и сбросо-сдвигами на крыльях складки.

При сильном изменении направления слоистости возможности дальнейшего развития складок продольного расплющивания или продольного изгиба исчерпываются и вместо складкообразования начинается другой механизм деформирования коры.

Продольное расплющивание проявляется в широком диапазоне размеров геологических тел — от долей миллиметров до земной коры в целом. Продольный изгиб менее распространен и, вероятно, не может проявляться в масштабах всей коры в силу физических закономерностей, которые связывают размер складки с реологическими свойствами материала [195].

Горизонтальное сжатие при продольнозональном удлинении. Во многих районах после развития складок продольного сжатия возникли многочисленные независимые от складок наложенные крутые разрывы с горизонтальными смещениями в двух направлениях, диагональных к простиранию складчатости. При их развитии алгебраически минимальные нормальные напряжения σ_3 горизонтальны и поперечны к простиранию тектонической зональности, а алгебраически максимальные нормальные напряжения σ_1 горизонтальны и вытянуты вдоль простирания тектонических зон. Алгебраически промежуточные главные нормальные напряжения σ_2 вертикальны. Для настоящего времени такое поле напряжений установлено в некоторых участках коры по механизму землетрясений, например в Дагестане и Армении, в Курило-Камчатской сейсмической зоне, где преобладает общее горизонтальное продольнозональное положение σ_1 и горизонтальное поперечнозональное направление наибольшего сжатия σ_3 . Предполагается, что активные внешние силы, создающие обсуждаемое поле напряжений, горизонтальны и поперечнозональны, как и при механизме продольного сжатия. Физическое объяснение причин появления рассматриваемого поля напряжений еще не ясно.

Горизонтальное растяжение при продольнозональном укорочении. В ряде районов для геологического прошлого, а для настоящего времени по сейсмологическим данным в океаническом Срединно-Атлантическом хребте установлено своеобразное поле напряжений с горизонтальным поперечнозональным направлением σ_1 и продольнозональным положением σ_3 . В этом поле развиваются диагональные разрывы с горизонтальным смещением, как и в предыдущем поле, но направления смещений по разрывам противоположные. Причины возникновения этого поля не ясны. Предполагается, что активные внешние силы являются горизонтальным поперечнозональным растяжением.

Горизонтальное продольнозональное сдвигание. На границах различно движущихся тектонических областей, образующих крупные глыбы земной коры и верхней мантии, существуют пограничные зоны, в которых происходят деформации сложного сдвигания в горизонтальном направлении вдоль простирания зоны. В этих условиях под действием горизонтальной пары внешних активных сил возникают разрывы типа сдвигов. Такова, например, известная зона разрывов Сан-Андреас с правым сдвиганием. В СССР детально изучены такие деформации и разрывы с левым сдвиганием, развивавшиеся в верхнем палеозое на месте Кураминских гор в Средней Азии. Здесь было установлено, что направление горизонтального сдвигания временами изменялось на противоположное. Сдвигание было сложным [530].

Вертикальное продольнозональное сдвигание. Вполне достоверно по комплексу геологических и геофизических данных выявляются почти

вертикальные пластообразные зоны, лежащие на границах различно движущихся крупных глыб земной коры. Многие из них уходят в верхнюю мантию. Таковы, например, отдельные участки зон, ограничивающих Памир, Тянь-Шань и др. Их принято называть зонами глубинных разрывов. Внутри них происходят очень сложные деформации, но преобладающей является деформация сдвига под действием активной пары внешних сил. В данном случае речь идет о сдвигании в вертикальном направлении. Как известно, при идеальном «чистом» сдвигании σ_1 и σ_3 направлены под углом 45° к сдвиганию. Одно из направлений максимальных касательных напряжений τ_{\max} параллельно, а другое перпендикулярно к сдвиганию. На моделях нами установлено, что существование дополнительного сжатия или растяжения, перпендикулярного к плоскости сдвига, изменяет направления главных напряжений. В этих случаях мы говорим о сложном сдвигании [187, 195]. Такие изменения должны быть широко распространены в природе. В условиях сложного вертикального продольнозонального сдвига преимущественно развиваются разрывы типа крутых взбросов и сбросов. При полевых исследованиях во многих зонах нами отмечалось, что с течением времени происходила смена направления сдвига на противоположное, что сильно усложняло внутреннюю структуру зоны. Однако обычно можно выделять преобладающее направление сдвига.

На северо-западной границе Памира (Каракульская зона разрывов) и внутри Тянь-Шаня (Ферганская зона разрывов) мы констатировали, что с течением геологического времени чередовались вертикальное и горизонтальное сдвига в различных направлениях.

Приведенные механизмы несомненно широко проявляются в земной коре и могут быть охарактеризованы по совокупности образующихся деформаций, разрывов и полей напряжений. Кроме них есть ряд других механизмов. Одни из них несомненно существуют, но еще не имеют описаний полей напряжений, например складки гравитационного всплывания и гравитационного оползания. Другие в большей мере дискуссионны — конвекционные потоки в верхней мантии и связанные с ними деформации коры, гравитационное расползание верхних частей поднятых блоков коры и др. Свойственные им поля напряжений еще не изучены.

ЭНЕРГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Для согласования тектонических представлений с различными геофизическими и геохимическими заключениями и создания общей теории развития Земли необходимо количественно характеризовать тектонические процессы в величинах, применимых к геофизическим и геохимическим явлениям. Такой общей для самых различных процессов величиной является энергия. Изучение энергии тектонических процессов — совершенно новое направление в тектонофизике.

Оценка величины и скорости пластических деформаций, вязкости горных пород и величины напряжений открывает возможность оценки энергии тектонических процессов в различных регионах [198, 199]. Такие оценки позволяют количественно сопоставлять тектонические, вулканические, сейсмические, геометрические и геохимические явления, что необходимо при разработке общей теории развития Земли (рис. 154) [196, 199, 367, 802].

При развитии тектонических процессов наибольший расход энергии приходится на пластическое деформирование горных пород, которое определяет порядок затрачиваемой энергии. Эту энергию мы начали оценивать, используя формулы, содержащие различные комбинации величин касательных напряжений, деформации, времени, скорости деформации и вязкости. Наиболее достоверно сейчас известны напряжения и

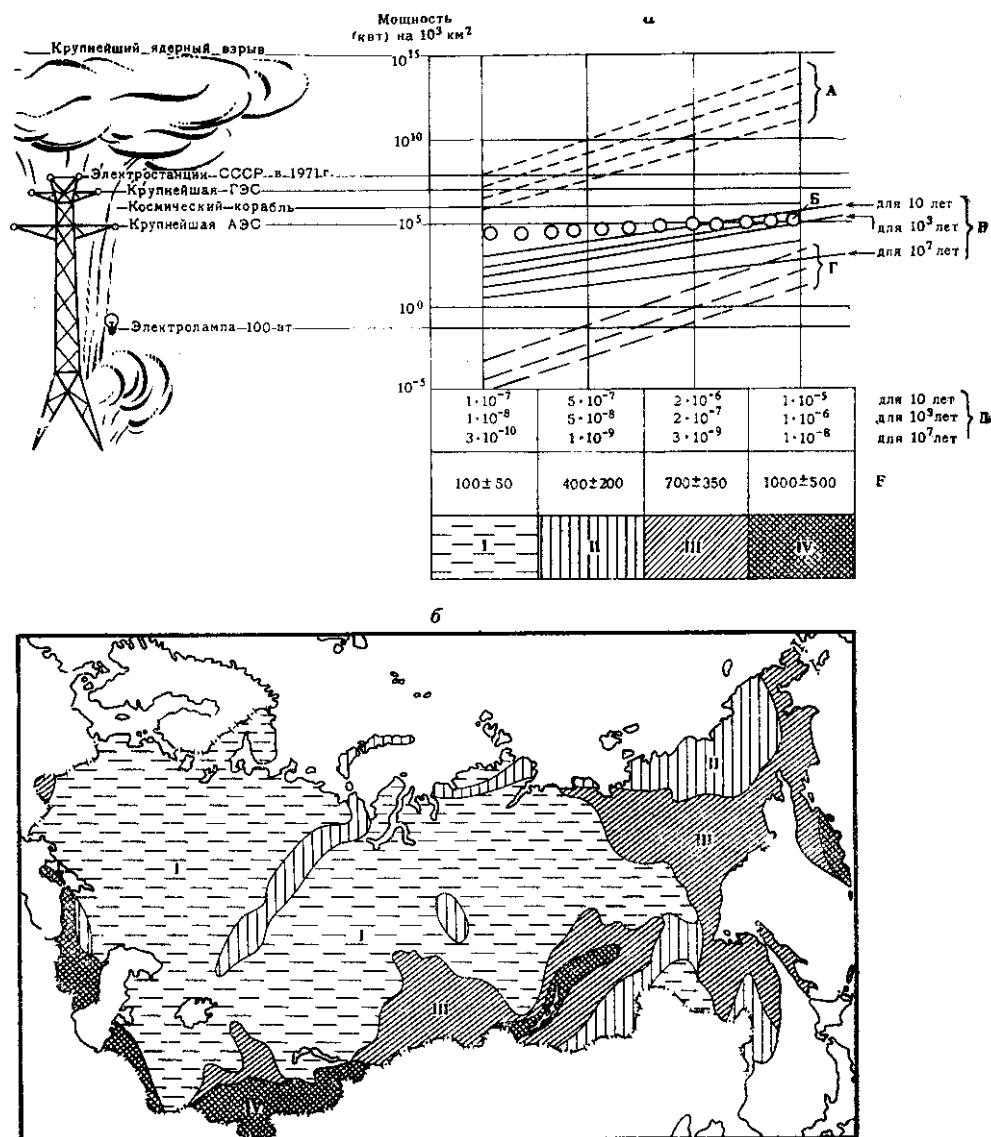


Рис. 154. Геоэнергетическая диаграмма (а), соответствующая совокупности тектонических и сейсмологических (на 1969 г.) данных, и карта энергии тектонических процессов на территории СССР (б) (по М. В. Гзовскому)

А — мощность сейсмического излучения во время землетрясения; Б — мощность теплового потока; В — максимальная средняя мощность тектонических процессов в коре; Г — средняя для 10^3 лет мощность сейсмических процессов в коре; Д — наибольшая средняя скорость деформации коры у поверхности (в год^{-1}); Е — наибольшая величина кратковременно действующих (десять лет) касательных напряжений, средних для всей толщи коры (в кг/см^2). I—IV — современные тектонические области с наибольшим среднегодовым для 1000 лет потреблением энергии под 1000 км^2 поверхности: I — малоподвижные (платформа типа Русской), 10^{12} — 10^{13} дж; II — среднеподвижные (типа Урала), 10^{13} — 10^{14} дж; III — сильноподвижные (типа советской части Алтая), 10^{14} — 10^{15} дж; IV — наиболее подвижные (типа Кавказа, Тянь-Шаня), 10^{15} — 10^{16} дж.

скорости деформации, связанные с новейшими и современными движениями, которые могут определяться с ошибкой не более чем в 2—3 раза, что обеспечивает ошибку в оценке энергии тектонических процессов в ± 1 десятичный порядок³. Такая же точность достигнута у современных определений энергии землетрясений, которые делаются уже несколько десятилетий.

В зависимости от тектонической подвижности и скорости деформирования земной коры в неогене и четвертичном периоде мы разделили территорию СССР на области четырех типов. Они показаны на рис. 154 различными штриховками. Переход к каждой следующей, более темной штриховке на карте соответствует увеличению в 2—3 раза наибольшей скорости деформирования, о которой мы судим по градиенту скорости вертикальных движений поверхности коры. На карте учтены также коррелируемые с неотектоникой данные о современной сейсмичности. Для областей, обозначенных I, II, III и IV, были найдены максимальные значения касательных напряжений в коре, наиболее вероятные в свете имеющихся сейчас данных. Эти значения легли в основу вычисления среднего количества энергии, потребляемого тектоническими процессами, в среднем за длительное время, для наиболее деформируемых участков рассматриваемой области. Большая часть оценок отнесена к 1 году и сделана для участка коры, охватывающего ее на всю толщину под площадью в 1000 км^2 , которая соизмерима с площадью крупного месторождения, очага сильного землетрясения и большого города ($33 \times 33 \text{ км}$).

Основные результаты оценки энергии различных процессов в земной коре изображены на геоэнергетической диаграмме (рис. 154, а). На ней (по литературным данным) показаны полосы, соответствующие средней мощности сейсмического выделения энергии за длительное время и в момент землетрясения, мощность регистрируемого теплового потока из недр Земли и впервые полученные нами данные о мощности тектонических процессов в областях с различным режимом тектонических движений. Как видно на рис. 154 и из табл. 26, логарифм годового потребления энергии, при последовательном переходе от областей I типа к областям IV типа, в первом приближении можно считать линейно нарастающим. Это нарастание энергии происходит несколько слабее, чем увеличение энергии сейсмических процессов [5, 231, 236, 583, 628, 700].

На тектонические процессы в земной коре под участком ее поверхности в 1000 км^2 в наименее подвижных областях требуется до 10^2 квт при средней для длительного времени мощности сейсмических процессов до 10^{-3} квт (во время землетрясения до 10^8 квт) и тепловом потоке 10^4 квт . В наиболее подвижных областях на тектонические процессы в таких же участках коры требуется до 10^5 квт , при средней мощности сейсмических явлений 10^2 квт (во время землетрясений до 10^{14} квт) и тепловом потоке 10^5 квт . Среднее для длительного времени (1000 лет) выделение энергии в виде сейсмических волн на 4 ± 2 порядка меньше среднего для того же времени потребления энергии на тектонические процессы. Мощность выделения сейсмической энергии во время отдельного землетрясения на 7 ± 3 порядка выше средней мощности длительного тектонического процесса. В мощностных оценках сейсмичности ярко выражено значение неравномерности этих процессов. Средняя мощность тектонических процессов также уменьшается при увеличении длительности времени осреднения и вызывает смещение вниз линии тектонических процессов в пределах полосы, показанной на геоэнергетической

³ Автор подразумевает, что скорости деформации определяются по известным значениям градиентов скорости движений поверхности с использованием переменного коэффициента Φ . Есть основания считать, что при таком подходе ошибка в определении значений скорости деформации и, соответственно, ошибка в оценке энергии тектонических процессов может быть в несколько раз больше предполагаемой автором. Этот вопрос нуждается в дальнейшем уточнении.— *Прим. ред.*

диаграмме. Существенно иначе идет линия, изображающая мощность теплового потока [547]. Он очень слабо, лишь на 0,5 порядка, повышается при значительном усилении тектонической активности от областей I до IV типа. Это объясняется нами значительным поглощением энергии в наиболее активных областях при метаморфизме горных пород и образовании очагов магмы. Общая мощность тектонических процессов в коре всей Земли предварительно оценивается в 10^9 — 10^{10} квт.

Изучение энергии тектонических процессов начато нами также на моделях (М. В. Гзовский, А. В. Михайлова [208]), которые позволяют рассматривать детали энергетического баланса при развитии различных структурных форм, а также проверять и уточнять методы расчета энергии по полевым данным. Большое внимание при этом уделяется методам оценки деформаций, их скорости и напряжений в природных условиях и на моделях.

На геоэнергетической диаграмме указаны также мощности, подвластные человеку, — мощности ракет, электростанций и взрывов. Оказывается мощность длительных тектонических (до 10^6 квт) и кратковременных сейсмических (до 10^{14} квт) процессов в участках коры под площадью 1000 км^2 соизмеримы с мощностью электростанций (до 10^7 квт) и ядерных взрывов (до 10^{15} квт). Из этого мы делаем вывод, что человек в принципе может ставить задачу активного регулирования хода локальных тектонических процессов с тем, чтобы улучшать месторождения (например, увеличивать трещиноватость пород и их нефтеотдачу), мешать возникновению землетрясений и т. п.

Таким образом, начатое нами систематическое изучение энергии тектонических процессов дало первые обнадеживающие результаты (М. В. Гзовский [208, 801, 802]), которые требуют проверки и значительных уточнений. Они не во всех случаях совпадают с немногочисленными отдельными энергетическими оценками тектонических процессов, делавшимися в прошлом Е. Н. Люстихом [421], П. Н. Кропоткиным [367, 371], Ж. Гогэлем [781], И. Симазу [878].

В дальнейшем изучении энергетики тектонических процессов прежде всего важно выработать методические основы, включающие реальные способы получения надежного исходного материала для последующих вычислений, а также накопить такие данные по различным регионам. Должны быть уточнены значения градиента скорости движений на поверхности коры и величина максимальных касательных напряжений внутри нее.

ОЦЕНКИ ИСТИННОСТИ И ТОЧНОСТИ В ТЕКТОНОФИЗИКЕ

При развитии тектонофизики важно использовать логико-математические оценки истинности (достоверности) суждений [201]. Широкое применение может найти следующая качественная система оценок истинности геолого-геофизических суждений, обозначаемая большой греческой буквой гамма (Γ) с индексом 5, указывающим на общее возможное число оценок. Оценки изображаются цифрами: $\Gamma_5 = +2$ — достоверное, а также общепризнанное суждение, $\Gamma_5 = +1$ — предположение, имеющее прямое фактическое обоснование, но не являющееся еще общепризнанным; $\Gamma_5 = 0$ — суждение, основанное лишь на общих представлениях и не имеющее существенного прямого фактического обоснования; $\Gamma_5 = -1$ — суждение, в принципе разумное и возможное, но в данном конкретном случае не подтверждающееся достоверными данными; $\Gamma_5 = -2$ — абсурдное суждение, противоречащее достоверным данным. Предлагаемая система хорошо согласуется с существующими в СССР категориями достоверности запасов в месторождениях полезных ископаемых. Цифровое выражение оценок истинности делает их удобными при использовании ЭВМ.

Сопоставляя между собой различные тектонофизические характеристики, следует исходить из широких представлений о корреляционной связи между явлениями и их различными характеристиками. Силу такой связи количественно выражают вероятность ее осуществления и коэффициент корреляции, допускающие отклонения от наиболее часто встречающихся соотношений. Отклонения объясняются большой сложностью процессов, изучаемых тектонофизикой, их зависимостью от многих факторов, которые полностью трудно учесть. В тектонофизике необходимо использовать пять возможных логических соотношений между двумя понятиями S и P : 1) S тождественно P ; 2) S включает в себя P ; 3) S включено в P ; 4) S перекрещивается с P ; 5) S несовместимо с P . Четкое указание типа соотношений особенно важно, когда от наблюдаемых признаков объекта исследований (S) мы переходим к его ожидаемым свойствам (P).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 1954 г. было опубликовано первое подробное изложение задач и содержания тектонофизики [177]. В 1957 г. прошло Всесоюзное тектонофизическое совещание, существенно повлиявшее на развитие отечественной тектонофизики. Исследования, проводившиеся под руководством автора и в значительной степени отраженные в настоящей книге, позволили завершить разработку следующих направлений в тектонофизике:

1. Построение новой физической теории тектонических разрывов взамен господствовавшей в геологии гипотезы Г. Беккера.

2. Разработка первого метода восстановления полей напряжений, действовавших в отдельных участках земной коры в течение прошлых геологических периодов.

3. Разработка новой теории подобия для моделирования тектонических процессов на основе анализа реологических уравнений, а не одной лишь размерности физических величин.

4. Создание первых пластических материалов для изучения напряжений в моделях поляризационно-оптическим методом.

5. Конструирование первых приборов для изучения физических свойств материалов моделей.

6. Создание новых материалов для моделирования тектонических процессов с соблюдением условий физического подобия.

7. Использование тектонофизических исследований при рассмотрении крупных теоретических проблем, например выяснении причин образования магм различного химического состава, установлении тектонической обстановки возникновения землетрясений различной энергии и др.

8. Использование результатов тектонофизических исследований при решении практических задач — поисках, разведке и разработке месторождений угля, нефти, металлов, а также при оценках сейсмической опасности на участках крупного строительства.

Опираясь на достигнутое в тектонофизике за последние два десятилетия, автором выдвинуты следующие новые задачи ближайших исследований:

I. Разработка количественной характеристики тектонических движений различных типов структурных элементов земной коры и стадий их развития.

II. Создание методов оценки величины и скорости деформации отдельных участков земной коры путем интерпретации данных о структуре и движениях поверхности этих участков.

III. Углубление физической теории возникновения и развития тектонических разрывов различных типов, развитие представлений об очагах землетрясений и о влиянии разрывов на формирование месторождений полезных ископаемых.

IV. Изучение реологических свойств массивов горных пород в природных условиях залегания и установление корреляционных связей между различными их свойствами, использование геоакустики.

V. Усовершенствование теории и техники моделирования тектонических процессов.

VI. Выделение главных типов тектонических полей напряжений в земной коре, выяснение зависимости полей напряжений от различных неоднородностей коры, особенно древних разрывов и глыбовой структуры.

VII. Всестороннее изучение и количественное описание физических закономерностей, свойственных главным механизмам тектонических преобразований структуры земной коры, установление соотношений между регистрируемыми на поверхности тектоническими геофизическими явлениями и физическими процессами на глубине.

VIII. Систематическое изучение энергетики тектонических процессов.

IX. Развитие методов использования тектонофизики при решении важных комплексных теоретических и практических проблем.

Таким образом, в настоящее время формируются объективные методы изучения физики тектонических процессов. Они позволят количественно изучать в земной коре: общую интегральную величину длительно развивавшихся пластических деформаций, дифференциальную и среднюю величину скорости пластической деформации, реологические свойства (прежде всего вязкости) больших масс горных пород в естественных условиях залегания, направление главных нормальных и касательных напряжений и отчасти их величину, энергию, потребляемую при тектонических процессах. Тектонофизика сможет выяснить, как изменялись все эти явления в течение геологического развития Земли (более 600 млн. лет) и дать много ценных сведений, дополняющих результаты геофизического изучения современного состояния Земли.

Сочетание полевых исследований, моделирования и математического решения тектонофизических вопросов обеспечит достоверное знание физических закономерностей тектонических процессов. Эти закономерности имеют большое значение для познания глубинного развития Земли и для совершенствования методов решения важнейших инженерных вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурагимова Л. А., Ребиндер П. А., Серб-Сербина Н. Н.* Упруго-вязкостные свойства тиксотропных структур в водных суспензиях бентонитовых глин. — Коллоид, ж., 17, № 3, 1955.
2. *Ажгирей Г. Д.* Участие древнего кристаллического фундамента в альпийской складчатости Центрального Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, вып. 4, 1951.
3. *Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
4. *Александров А. П.* Морозостойкость высокополимерных соединений. Труды I и II конф. высокомолекул. соед. Изд-во АН СССР, 1945.
5. *Ананьин И. В.* Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями. — В сб. «Современные движения земной коры», вып. 3. М., ВИНТИ, 1968.
6. *Ананян Э. В.* Тектонофизические исследования разрывных нарушений (на примере Кафанского района Армянской ССР). — Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, № 3, 1968.
7. *Андреев С. С.* О сейсмической характеристике Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1956.
8. *Андреев С. С., Масарский С. И., Рустанович Д. Н., Харин Д. А.* Исследование слабых землетрясений юго-западной Туркмении. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1954.
9. *Анциферов М. С.* О применении геоакустических методов к решению проблемы прогноза землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
10. *Артемьев М. Е.* Некоторые закономерности распределения изостатических аномалий в области альпийских складчатых сооружений Западной Европы. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1962.
11. *Артемьев М. Е.* Нарушения изостатического равновесия и их связь с новейшими и современными тектоническими движениями. — В сб. «Проблемы неотектоники». Изд-во МГУ, 1964.
12. *Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
13. *Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* Изостазия и тектоника. — Геотектоника, № 5, 1967.
14. *Артюшков Е. В.* О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 153, № 1, 1963.
15. *Артюшков Е. В.* Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1965.
16. *Артюшков Е. В.* О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
17. *Артюшков Е. В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1967.
18. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 9, 1968.
19. *Ахмедов П. У.* Некоторые специфические особенности трещинных коллекторов. — Труды геол. совещания нефтяников Ферганы. Ташкент, 1969.
20. *Балакина Л. М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1962.
21. *Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И.* Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1967.
22. *Балашов Д. Б.* Исследование скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород при всестороннем давлении до 5000 кг/см^2 (краткое содержание диссертации). — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
23. *Баренблатт Г. И.* Об образовании горизонтальных трещин в пласте при гидравлическом разрыве нефтеносного пласта. — Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, № 9, 1956.
24. *Баренблатт Г. И.* О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Общие представления и гипотезы. Осесимметричные трещины. — Прикл. матем. и мех., 23, вып. 3, 1959.

25. *Баренблатт Г. И., Черепанов Г. П.* О расклинивании хрупких тел. — Прикл. матем. и мех. 24, вып. 4, 1960.
26. *Баренблатт Г. И., Черепанов Г. П.* О равновесии и распространении трещин в анизотропной среде. — Прикл. матем. и мех., 25, вып. 1, 1961.
27. *Бартнев Г. М.* О временной и температурной зависимости прочности твердых тел. — Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, № 9, 1955.
28. *Барханов Б. П.* Тектоника Памира. Изд-во АГУ, 1963.
29. *Белевцев Я. Н.* Связь железорудных залежей с поперечной складчатостью в Саксаганском районе Кривого Рога. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.
30. *Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. В.* Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение. — В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
31. *Беликов Б. П.* Упругие и некоторые прочностные свойства горных пород. — Труды ИГЕМ, вып. 43, 1961.
32. *Белицкий А. А.* К вопросу о механизме образования кливажных трещин. — Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 6, 1949.
33. *Белицкий А. А.* Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М., Госгеолтехиздат, 1952.
34. *Белицкий А. А.* Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов. — В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
35. *Белоусов В. В.* О колебательных движениях земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1938.
36. *Белоусов В. В.* Гравитация и тектогенез. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2, 1941.
37. *Белоусов В. В.* Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Статьи I и II. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1942; № 3, 1943.
38. *Белоусов В. В.* О происхождении складчатости. — Сов. геол., № 16, 1947.
39. *Белоусов В. В.* Основные вопросы механизма складкообразования. — Бюл. МОИП, 22, вып. 3, 1947.
40. *Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М., Госгеолтехиздат, 1948.
41. *Белоусов В. В.* Общие закономерности геотектонического процесса. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
42. *Белоусов В. В.* Колебательные движения земной коры, их развитие, свойства и задачи их изучения. — Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
43. *Белоусов В. В., Горячев А. В., Кириллова И. В., Сорский А. А., Черткова Е. И.* Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. — Сов. геол., сб. 39, 1949.
44. *Белоусов В. В.* Проблемы внутреннего строения Земли и ее развития, ч. I. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1951; ч. II, № 2, 1951.
45. *Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
46. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
47. *Белоусов В. В.* К вопросу о методах сейсмического районирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1954.
48. *Белоусов В. В.* Очередные проблемы общей геотектоники. — Сов. геол., сб. 41, 1954.
49. *Белоусов В. В.* О геологическом строении и развитии океанических впадин. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1955.
50. *Белоусов В. В.* Внутреннее строение и развитие Земли в свете геотектонических данных. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.
51. *Белоусов В. В.* Тектонические наблюдения во французских Альпах (в связи с проблемой происхождения складчатости). — Сов. геол., № 54, 1956.
52. *Белоусов В. В.* Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956.
53. *Белоусов В. В.* Геологическая оценка некоторых современных геофизических представлений. — Бюл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 4, 1958.
54. *Белоусов В. В.* О некоторых результатах и перспективах тектонофизических исследований. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1958.
55. *Белоусов В. В.* Типы и происхождение складчатости. — Сов. геол., № 1, 1958.
56. *Белоусов В. В.* Развитие земного шара и тектогенез. — Сов. геол., № 7, 1960.
57. *Белоусов В. В.* Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). — В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
58. *Белоусов В. В.* Некоторые вопросы глубинной тектоники. — Вестник МГУ, № 5, 1960.
59. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
60. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
61. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
62. *Белоусов В. В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 4, 1969.
63. *Белоусов В. В.* Структурная геология. Изд-во 2-ое, М., «Недра», 1971.
- 63а. *Белоусов В. В.* О причинах эндогенных процессов. — Вестник МГУ, геол., № 2, 1973.
64. *Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
65. *Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964.
66. *Белоусов В. В., Горшков Г. П., Петрушевский Б. А.* По поводу статьи И. Е. Губина «О сейсмическом районировании Туркмении». — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1954.

67. Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1952.
68. Беляев Н. М. Соппротивление материалов. Гостехиздат, 1953.
69. Беляевский Н. А. Глубинное строение территории СССР. — Сов. геол., № 10, 1967.
70. Берзин Н. А., Клитин К. А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна. — Геол. и геофиз., № 7, 1961.
71. Берг Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.
72. Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959.
73. Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. — Сов. геол., № 16, 1947.
74. Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. — Изд. МОИП, 1947.
75. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков В. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. — Труды Геол. ком., новая серия, вып. 89, 1914.
76. Бокштейн М. Ф., Пригоровский Н. И., Соколов С. И., Щеголевская Н. А. Новый материал «глифтамал» для плоских моделей поляризованно-оптического метода исследования напряжений. — Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, № 2, 1956.
77. Бончковский В. Ф. Сейсмическое районирование территории СССР и задачи антисейсмического строительства. Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, ч. I. М., Изд-во АН СССР, 1947.
78. Бончковский В. Ф. Методы измерения наклонов земной поверхности и некоторые результаты этих измерений. — Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
79. Бончковский В. Ф. Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из возможных предвестников землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
80. Бончковский В. Ф. Наклоны земной поверхности как один из возможных предвестников землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25, 1954.
81. Бончковский В. Ф. Некоторые обобщения результатов наблюдений наклонов земной поверхности. — Труды ИФЗ АН СССР, № 7 (174), 1959.
82. Борисов А. А. Глубинное строение земной коры на территории СССР. М., «Недра», 1968.
83. Бородаевский Н. И. О приемах анализа данных, получаемых при изучении структуры рудных полей. — В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
84. Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле (геологическое строение). М., Metallurgizdat, 1947.
85. Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатой структуры земной коры. — Сов. геол., № 54, 1956.
86. Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1957.
87. Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967.
88. Букринский В. А., Михайлова А. В. Изучение связи трещиноватости с тектоническими структурами горных пород. М., Изд. МИРГЭМ, 1963.
89. Букринский В. А., Пугачев М. И. Прогнозирование тектонических разрывов и зон интенсивной трещиноватости. — В сб. «Вопросы геометризации физико-технических и горно-геологических показателей месторождений для моделирования на ЦВМ». Изд. МГИ, 1966.
90. Булин Н. К. Об изучении связей между проявлениями тектонических процессов в приповерхностных и глубоких участках земной коры. — Материалы по геофизическим исследованиям. Труды ВСЕГЕИ (Л.), вып. 104, 1964.
91. Булин Н. К., Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. — Сов. геол., № 1, 1962.
92. Бунэ В. И. Связь максимальной дальности регистрации объемных волн с магнитудами и классами шкалы Раутиан. — В сб. «Динамика земной коры». М., «Наука», 1965.
93. Бунэ В. И. Карта сейсмической активности СССР. — В сб. «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 1968.
94. Бунэ В. И., Введенская Н. А., Гзовский М. В. Методические основы сейсмического районирования (на примере Средней Азии). — В сб. «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 1968.
95. Бунэ В. И., Введенская Н. А., Гзовский М. В., Горбунова И. В. Сейсмичность и сейсмическое районирование Средней Азии. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
96. Бунэ В. И., Гзовский М. В., Запольский К. К., Кейлис-Борок В. И., Крестников В. Н., Малиновская Л. Н., Нерсесов И. Л., Павлова Г. И., Раутиан Т. Г., Ризниченко Ю. В., Халтурин В. И. Методы детального изучения сейсмичности. — Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.
97. Бунэ В. И., Кулагин В. К., Соболева О. В. Сейсмический режим Вахшского района Таджикской ССР. Душанбе, 1965.
98. Бунэ В. И., Рейман В. И. К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. — Труды Тадж. ин-та сейсмол. и сейсмостойкого строительства АН ТаджССР, 7, 1960.

99. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры» (Труды ГИН АН СССР, вып. 80). М., «Наука», 1963.
100. Бутакова Е. А. Щелочные и ультраосновные эффузивы Маймеча-Котуйского магматического комплекса севера Сибирской платформы и их значение для понимания генезиса последнего.— В сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
101. Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Захарова А. И., Фленов Ю. П. Результаты применения специфических годографов к определению эпицентров некоторых районов Средней Азии.— В сб. «Изучение внутреннего строения Земли по сейсмическим данным» (Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, вып. 15), 1963.
102. Бутовская Е. Н., Захарова А. И., Иодко В. К., Фленова М. Г., Фленов Ю. П. Приташкентский и Южный сейсмические районы. Центральная часть Чаткальского хребта. — Сейсмичность Узбекистана, вып. 2. Ташкент, 1964.
103. Бюс Е. И. К вопросу о сейсмическом районировании ЗСФСР.— В сб.: «Сейсмостойкость сооружений», вып. 3, Тбилиси, 1931.
104. Бюс Е. И. Влияние микрогеологии на действие сейсмических сил.— Труды Закавказского ин-та сооружений вып. 23. Тбилиси, 1937.
105. Бюс Е. И. О сейсмических очагах в восточной части Черного моря. — Сообщ. АН ГрузССР (Тбилиси), 2, № 4, 1941.
106. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья, ч. I. Хронология землетрясений в Закавказье. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.
107. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья, ч. II. Сейсмические основы сейсмогеографии Закавказья. Тбилиси. Изд-во АН ГрузССР, 1952.
108. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья, ч. III. К вопросу о ходе сейсмической активности в Закавказье. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1955.
109. Бюс Е. И., Цхакая А. Д. Сейсмологические основы сейсморайонирования Кавказа.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
110. Васильев П. Сейсмичность Южной России и прилегающих к ней стран в связи с тектоникой. Зап. Новороссийского об-ва естествоиспыт., т. 31. Одесса, 1908.
111. Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
112. Васильковский Н. П., Репников М. П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1940.
113. Варданянц А. А. Сейсмоструктура Кавказа.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 64, 1935.
114. Введенская А. В. К вопросу о динамической характеристике очагов удаленных землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 20 (147), 1953.
115. Введенская А. В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1956.
116. Введенская А. В. О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1959.
117. Введенская А. В. Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений по наблюдениям сейсмических станций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1960.
118. Введенская А. В. Возможности определения величин напряжений, действующих в очагах землетрясений.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 7, 1967.
119. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1969.
120. Введенская А. В., Рупрехтова Л. Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба Карпатской дуги.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1961.
121. Введенская Н. А. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1954.
122. Введенская Н. А. К вопросу об использовании данных о слабых землетрясениях для задач сейсмического районирования.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
123. Введенская Н. А. К вопросу об использовании инструментальных данных о сильных землетрясениях в Средней Азии при сейсмическом районировании.— Труды ИФЗ АН СССР, № 17 (184), 1961.
124. Введенская Н. А. Обобщение сейсмо-статистических данных при сейсморайонировании территории Средней Азии.—Труды ИФЗ АН СССР, № 22 (189), 1962.
125. Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г.— Труды Геол. ком., новая серия, вып. 9, 1903.
126. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М., Госиздат, 1925.
127. Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 104, 1940.
128. Венинг-Мейнец Ф. А. Пластическое впаивание земной коры: происхождение геосинклиналей.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
129. Виллис Б. Механика Аппалачской структуры. М., ОНТИ, 1934.
130. Виноградов Г. В. Оптические методы исследования деформации смазок.— Докл. АН СССР, 71, № 3, 1950.
131. Виноградов Г. В. Строение, оптические и механические свойства псевдогелей мыл (смазок). Труды Всесоюз.

- конф. по коллоид. химии. Изд-во АН СССР, 1952.
132. *Виноградов Г. В., Климов К. И.* Упруго-пластические свойства кальциевых смазок.— Докл. АН СССР, 57, № 9, 1947.
 133. *Виноградов Г. В., Климов К. И.* Модуль сдвига и предел текучести кальциевых смазок.— Докл. АН СССР, 58, № 8, 1947.
 134. *Виноградов Г. В., Климов К. И.* Температурная характеристика упруго-пластических свойств смазок.— Докл. АН СССР, 71, № 2, 1950.
 135. *Виноградов Г. В., Павлов В. П.* Зависимость скорости деформации кальциевых смазок от напряжения сдвига. — Докл. АН СССР, 58, № 7, 1947.
 136. *Виноградов С. Д.* Экспериментальное изучение числа разрывов по энергии при разрушении горных пород.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1962.
 137. *Виноградов С. Д., Мячкин В. И.* Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния и разрушения горных пород.— В сб. «Геоакустика». М., «Наука», 1966.
 138. *Вировлянский Г. М.* Выявление характера и плана деформации при анализе структуры рудных полей.— В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
 139. *Вихерт А. В.* Исследование возможностей построения морфологической классификации складчатости в численных статистических мерах структуры. — В сб. «Кора и верхняя мантия Земли». Изд-во МГУ, 1974.
 140. *Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И.* Типы, история и механизм складчатости юго-восточного Кавказа, М., «Недра», 1966.
 141. *Воларович М. П.* Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.— В сб. «Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях». М., «Наука», 1966.
 142. *Воларович М. П., Балашов Д. Б.* Изучение влияния всестороннего давления до 1000 кг/см^2 на скорость распространения упругих волн в образцах углей. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 34 (161), 1956.
 143. *Воларович М. П., Балашов Д. Б.* Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до 5000 кг/см^2 .— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1957.
 144. *Воларович М. П., Гзовский М. В., Левыкин А. И., Осокина Д. Н.* Корреляционная зависимость между декрементами затухания и модулями упругости горных пород. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 1969.
 145. *Воларович М. П., Гурвич А. С.* Исследования зависимости динамического модуля упругости горных пород от температуры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1957.
 146. *Воларович М. П., Пархоменко Э. И.* Воспроизведение явлений внезапных выбросов угля при сжатии и одновременном кручении тонких образцов.— Труды Геофиз. ин-та, № 34 (161), 1956.
 147. *Воларович М. П., Стаховская З. И.* Исследование модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 кг/см^2 методом изгиба. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1958.
 148. *Волков С. Д.* Единая статистическая теория прочности материалов.— ЖТФ. 23, № 2, 1953.
 149. *Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Тальвирский Б. Б., Шрайбман В. И.* Строение и развитие земной коры.— В сб. Материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники в Москве». М., «Недра», 1964.
 150. *Вольвовский И. С.* Строение земной коры по сейсмическим данным. М., «Недра», 1973.
 151. *Вольвовский И. С., Шрайбман В. И.* Строение земной коры и верхней мантии Туранской плиты.— В сб. «Тектоника Туранской плиты». М., «Наука», 1966.
 152. *Вольфсон Ф. И.* Изменение плана деформации в процессе развития структуры западного Кармазара.— Труды Моск. ин-та цвет. мет. и зол., № 13, 1947.
 153. *Вольфсон Ф. И.* Трещинные структуры на Кансайском руднике.— Сов. геол., сб. 20, 1947.
 154. *Вольфсон Ф. И.* Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим разрывам.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
 155. *Вольфсон Ф. И.* Структуры эндогенных рудных месторождений.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
 156. *Вольфсон Ф. И.* Некоторые вопросы трещинной тектоники.— М., Изд. Все-союз. заочного политехн. ин-та, 1954.
 157. *Вольфсон Ф. И.* Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
 158. *Вольфсон Ф. И.* Некоторые замечания по статье Г. И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе».— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
 159. *Вольфсон Ф. И.* Место оруденения в ходе развития структур некоторых типов магматогенных месторождений.— В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
 160. Вопросы геонмии (Кора и верхняя мантия Земли).— Сборник под ред. В. В. Белоусова и А. В. Вихерта. Изд-во МГУ, 1972.
 161. *Воронин Ю. А.* К математико-логическому освоению геологических классификаций.— Геол. и геофиз., № 9, 1963.
 162. *Воронин Ю. А., Гольдин С. В., Гольдина Н. А., Иванова М. П., Титов А. А.* Опыт анализа и построения геологиче-

- ских классификаций на основе представления конечной математики.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1964.
163. *Гальвитц Г.* Движения земной коры на границе Эльбского грабена по данным точного нивелирования.— В сб. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
164. *Гамбурцев Г. А.* О новых методах и аппаратуре при регистрации сейсмических явлений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
165. *Гамбурцев Г. А.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
166. *Гамбурцев Г. А.* Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 1, 1955.
167. *Гамбурцев Г. А.* Краткое содержание доклада «О прогнозе землетрясений».— Изв. АН СССР, серия геофиз., №3, 1955.
168. *Гамбурцев Г. А., Вейцман Л. С.* Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1955.
169. *Гамбурцев Г. А., Вейцман Л. С.* Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 3, 1957.
170. *Гамбурцев Г. А., Гальперин Е. И.* Методика работ по корреляционному методу изучения землетрясений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1954.
171. *Гамбурцев Г. А., Гальперин Е. И.* Азимутальные сейсмические наблюдения с наклонными сейсмографами — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1954.
172. *Герасимов И. П.* Применение геоморфологических методов при сеймотектонических исследованиях.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
173. *Гзелишвили И. А., Сафарян А. Н.* Итоги сейсмического микрорайонирования населенных пунктов Грузинской ССР.— Труды Ин-та строит. дела АН ГрузССР, т. 1. Тбилиси, 1948.
174. *Гзелишвили И. А., Сафарян А. Н.* Влияние микрогеологии на сейсмостойкость сооружений по данным Ашхабадского землетрясения 1948 г.— Труды Ин-та строит. дела АН ГрузССР, т. 5. Тбилиси, 1955.
175. *Гзовский М. В.* Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналиях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
176. *Гзовский М. В.* Волнистость простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1953.
177. *Гзовский М. В.* О задачах и содержании тектонофизики. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1954.
178. *Гзовский М. В.* Тектонические поля напряжений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954.
179. *Гзовский М. В.* Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1954.
180. *Гзовский М. В.* Основные вопросы классификации тектонических разрывов.— Сов. геол., № 41, 1954.
181. *Гзовский М. В.* Механизмы формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, № 7, 1956.
182. *Гзовский М. В.* Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре.— Разведка и охрана недр, № 11, 1956.
183. *Гзовский М. В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 3, 1957.
184. *Гзовский М. В.* Методы моделирования в тектонофизике.— Сов. геол., № 4, 1958.
185. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Баиджансайского антиклинория, ч. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
186. *Гзовский М. В.* Тектонофизика — новая специальная область приложения механики к проблемам геологии. Аннотация докл. Всесоюз. съезда по теорет. и прикл. мех. М., Изд-во АН СССР, 1960.
187. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблемы структурной геологии.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.
188. *Гзовский М. В.* Моделирование тектонических процессов.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
189. *Гзовский М. В.* Физическая теория образования тектонических разрывов.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
190. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и сейсмическое районирование.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
191. *Гзовский М. В.* Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня.— В сб. «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
192. *Гзовский М. В.* Проблемы магматизма и тектонофизика.— В сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- 192а. *Гзовский М. В.* Новое направление изучения складок.— В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы, механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
193. *Гзовский М. В.* Геофизическая интерпретация данных о новейших и совре-

- менных глубинных тектонических движениях.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
194. *Гзовский М. В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
195. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III, IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
196. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Под ред. Г. Д. Афанасьева. М., Изд-во АН СССР, 1963.
197. *Гзовский М. В.* Перспективы тектонофизики. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964.
198. *Гзовский М. В.* Градиент скорости движений, напряженное состояние коры, энергия тектонических процессов новейшего времени. — В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.
199. *Гзовский М. В.* Развитие новых направлений в тектонофизике.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, 1970.
200. *Гзовский М. В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
201. *Гзовский М. В.* Математика в геотектонике. М., «Недра», 1971.
202. *Гзовский М. В., Горшков Г. П., Шенкарева Г. А.* Вариант сопоставления сейсмичности с тектоникой Венгрии. Будапешт, 1962.
203. *Гзовский М. В., Григорьев А. С., Гущенко О. И., Михайлова А. В., Никонов А. А., Осокина Д. Н.* Проблемы тектонофизической характеристики деформаций, напряжений и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 1973.
- 203а. *Гзовский М. В., Григорьев А. С., Гущенко О. И., Михайлова А. В., Никонов А. А., Осокина Д. Н., Степанов В. В., Шахмурадова З. Е.* Интерпретация современных движений тектонофизическими методами (вопросы связи с механизмом деформирования и с напряженным состоянием участков коры).— В сб. «Современные движения земной коры», № 5. Тарту, 1973.
204. *Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н., Резанов И. А., Рейснер Г. И.* Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз, № 8, 1960.
205. *Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. А., Рейснер Г. И.* Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Статьи I и II. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 12, 1968.
206. *Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. А., Рейснер Г. И.* Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. Статьи I и II.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2—3, 1960.
207. *Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И.* Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР, серия, геофиз, № 8, 1959.
- 207а. *Гзовский М. В., Ма Цзинь.* Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями).— В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
208. *Гзовский М. В., Михайлова А. В.* Энергетика тектонических процессов.— В сб. «Энергетика геологических и геофизических процессов» (Труды МОИП, сб. 46). М., «Наука», 1972.
209. *Гзовский М. В., Никонов А. А.* Количественная характеристика современных движений различных тектонических зон в сопоставлении с сейсмичностью.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1968.
210. *Гзовский М. В., Никонов А. А.* Сопоставление количественных характеристик тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью.— Труды 3-го Междунар. симпозиума по современным движениям. Ленинград, май 1968 г. М., 1969.
211. *Гзовский М. В., Никонов А. А.* Тектонофизическая интерпретация современных движений.— Геотектоника, № 3, 1973.
212. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н.* Моделирование реологических процессов в твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений.— Коллоид, ж., 22, № 5, 1960.
213. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Кудряшова В. В., Ломакин А. А.* Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования).— В сб. «Вопросы сейсмического режима». Кишинев, Изд-во «Штиинца», 1974.
214. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Кузнецова И. М.* Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
215. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В.* Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряженное состояние.— Труды VII Всесоюз. конф. по поляризационно-оптическому методу исследования напряжений. Таллин, 1971.
216. *Гзовский М. В., Черткова Е. И.* Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953.

217. *Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины.— Докл. АН СССР, 133, № 6, 1960.
218. *Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. В., Шрайбман В. И.* Особенности строения земной коры запада Средней Азии.— Докл. АН СССР, 146, № 4, 1962.
219. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
220. *Голицын Б. Б.* Лекции по сейсмометрии. СПб., 1912.
221. *Горбунова И. В.* Изучение сейсмического режима Джунгарской и Северо-Тяньшаньской зон.— Труды ИФЗ АН СССР, № 32 (199), 1964.
222. *Горшков Г. П.* Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 31, 1933.
223. *Горшков Г. П.* О сейсмичности Таджикистана.— Труды 1-й конференции по изучению производ. сил. ТаджССР, т. I. СОПС АН СССР, 1933.
224. *Горшков Г. П.* Сейсмичность южного Таджикистана в связи с его тектоникой.— Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 18, 1935.
225. *Горшков Г. П.* О сейсмическом районировании Средней Азии.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 79 (6), 1938.
226. *Горшков Г. П.* Сейсмическое районирование Туркмении.— Изв. Туркм. филиала АН СССР, № 2, 1945.
227. *Горшков Г. П.* Землетрясения Туркмении.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 122, 1947.
228. *Горшков Г. П.* Тектонические землетрясения.— Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
229. *Горшков Г. П.* О новой карте сейсмического районирования территории СССР.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 1 (128), 1948.
230. *Горшков Г. П.* Землетрясения на территории СССР. М., Географиздат, 1949.
231. *Горшков Г. П.* О причинах землетрясений.— Вестник МГУ, № 5, 1967.
232. *Горшков Г. П., Костенко Н. П.* К методике изучения геотектонических движений в связи с сейсмичностью.— Вестник МГУ, № 10, 1953.
233. *Горшков Г. П., Левуцкая А. Я.* Некоторые данные по сеймотектонике Крыма.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 21, вып. 3, 1947.
234. *Горшков Г. П., Спесивцева В. П., Попов В. В.* Каталог землетрясений на территории СССР (с заключением и картами).— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 96, 1941.
235. *Горшков Г. П., Шенкарева Г. А.* О корреляции сейсмических шкал.— Труды ИФЗ АН СССР, № 1 (168), 1958.
236. *Горшков Г. П., Шенкарева Г. А.* Карта удельной энергии землетрясений.— В сб. «Тектонические движения и новейшая структура земной коры». М., «Недра», 1967.
237. *Горшков Г. С., Набоко С. И.* Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги.— В сб. «Проблемы вулканизма». Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1959.
238. *Горячев А. В.* Мезокайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. Изд-во. АН СССР, 1969.
239. *Гофштейн И. Д.* Абсолютная скорость вертикальных тектонических движений (на примере Карпат (на укр. яз.)).— Докл. АН УССР, серия Б, № 9, 1968.
240. *Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И., Кириллова И. В., Коган С. Д., Кухтикова Т. И., Малиновская Л. Н., Сорский А. Л.* Исследование механизма землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 40, 1957.
241. *Грабовский М. А., Пархоменко Э. И.* Об изменении магнитных свойств магнетитов под действием больших сжимающих напряжений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1953.
242. *Граве М. К.* Подгорная равнина Копет-Дага. М., 1957.
243. *Григс Д.* Прочность и пластичность. (Справочник для геологов по физическим константам), ИЛ, 1949.
244. *Григорьев А. С.* Равновесие безмоментной оболочки вращения при больших деформациях.— Прикл. матем. и мех., 25, № 6, 1961.
245. *Григорьев А. С.* Об устойчивости безмоментных оболочек вращения в условиях растяжения.— Инж. ж., МТТ, № 1, 1967.
246. *Григорьев А. С.* О времени вязкого разрушения и критическом времени в условиях ползучести.— Инж. ж., МТТ, № 4, 1968.
247. *Григорьев А. С.* О теории и задачах равновесия оболочек при больших деформациях.— Изв. АН СССР, МТТ, № 1, 1970.
248. *Григорьев А. С.* Напряженное состояние и деформации прямоугольного вязкого массива при боковом смещении.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
249. *Григорьев А. С.* Большие деформации вязкого цилиндра.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1972.
250. *Григорьев А. С.* О решении плоской задачи для неоднородного линейно-вязкого тела.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1974.
251. *Григорьев А. С.* О деформациях земной коры, отвечающих гипотезе воздействия подкорковых конвекционных потоков.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1974.
252. *Григорьев А. С., Ионкин В. П.* Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела. (Обзор).— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1972.
253. *Григорьев А. С., Шахмурадова З. Е.* Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры.— В сб. «Труды VI Все-

- союз совещания по соврем движениям земной коры». Таллин, 1972.
254. Григорьев С. С. О трещинно-разрывной тектонике южной части Сахалина.— Докл. АН СССР, 184, № 1, 1969.
 255. Григорян С. С., Красс М. С., Лейтес В. А., Ушаков С. А. К определению динамического коэффициента вязкости астеносферы.— Докл. АН СССР, 170, № 2, 1966.
 256. Гроссвальд М. Г., Девиртц А. А., Добкина Э. И., Семевский Д. В. Движения земной коры и возраст ледниковых стадий в районе Шпицбергена.— Геохимия, № 1, 1967.
 257. Губин И. Е. Гармское землетрясение 1941 г. Изд-во Тадж. филиала АН СССР, 1943.
 258. Губин И. Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане.— Сообщ. Тадж. филиала АН СССР, вып. 1, 1947.
 259. Губин И. Е. Землетрясения в Гармской области.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 8, (135), 1949.
 260. Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 13, (140), 1950.
 261. Губин И. Е. О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1954.
 262. Губин И. Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
 263. Губин И. Е. В защиту сейсмотектонического метода сейсмического районирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1955.
 264. Губкин С. И. Теория обработки металлов давлением. Металлургиздат, 1947.
 265. Губкин С. И., Добровольский С. И., Бойко Б. Б. Фотопластичность. Минск, Изд-во АН БССР, 1957.
 266. Гуревич Г. И. О законе деформации твердых и жидких тел.— ЖТФ, 17, № 12, 1947.
 267. Гуревич Г. И. О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1954.
 268. Гуревич Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954.
 269. Гуревич Г. И. К вопросу о физических основах теории распространения упругих волн.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
 270. Гуревич Г. И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 31 (158), 1955.
 271. Гуревич Г. И. Построения, лишённые смысла.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1956.
 272. Гутенберг Б. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
 273. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. ИЛ, 1948.
 274. Гухман А. А. Физические основы теплопередачи. Теория и ее применение. Л.—М., 1934.
 275. Гуценко О. И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизических интерпретаций при реконструкции палеонапряжений.— Докл. АН СССР, 210, № 2, 1973.
 276. Гуценко О. И., Сим Л. А. Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений. В сб. «Механика литосферы», М., 1974.
 277. Давиденков Н. Н. Динамические испытания металла. Изд. 2. Л.—М., ОНТИ, 1936.
 278. Данилович В. Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутское книжное издательство, 1953.
 279. Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
 280. Данилович В. Н. К применению некоторых понятий механики в геологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
 281. Делицын И. С. Проявление структур будинажа в кварцито-мраморных толщах юго-западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 120, № 5, 1958.
 282. Деменюцкая Р. М. Методика пересчета карты аномалии силы тяжести в карту рельефа поверхности Мохоровичича и дальнейшие пути изучения строения земной коры.— Информ. бюлл. НИИ геологии Арктики, вып. 1, 1957.
 283. Деменюцкая Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости.— Сов. геол., № 6, 1958.
 284. Деменюцкая Р. М. Палеоизостазия как метод изучения движения подкорового вещества.— Информ. бюлл. НИИ геологии Арктики, вып. 7, 1958.
 285. Деменюцкая Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге.— Сов. геол., № 8, 1958.
 286. Деменюцкая Р. М. Методика изучения строения кристаллической части оболочки Земли.— Сов. геол., № 1, 1959.
 287. Деменюцкая Р. М. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 2. М., Гостеолтехиздат, 1960.
 288. Джудд В. Р., Хубер К. Статистические методы корреляции физических свойств горных пород. Разрушение и механика горных пород. Сборник докладов VI симпозиума. ИЛ, 1962.
 289. Динник А. Н. О работах, связанных с проблемой управления кровлей.— В сб. «Труды Комиссии по управлению кровлей и доклады на I Вседонецком совещ. по управлению кровлей». Харьков—Киев, ОНТИ УССР, 1937.
 290. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Современная тектоника Кавказа.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 291. Егоркин А. В., Аставзева М. М., Абрамсон Р. М. Глубинное строение юго-за-

- падного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований.— Сов. геол., № 6, 1965.
292. *Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр.— Междунар. геол. конгресс. 17-я сессия. Северная экскурсия, Кольский полуостров. Гос. научно-техн. изд-во горно-топл. лит., 1937.
293. Елисеев Н. А. По поводу так называемого «механического анализа» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1956.
294. *Ержанов Ж. С.* К исследованию ползучести горных пород.— Вестн. АН КазССР, № 1, 1962.
295. *Ержанов Ж. С., Сагинов А. С., Гуменюк Г. Н., Векслер Ю. А., Нестеров Г. А.* Ползучесть осадочных горных пород. Алма-Ата, 1970.
296. *Жарков В. Н.* Об электропроводности и температуре оболочки Земли.— Изв. АН СССР, серии геол. и геофиз., № 4, 1958.
297. *Жарков В. Н.* Вязкость недр Земли.— Труды ИФЗ АН СССР, № 11 (178), 1960.
298. *Желнин Г. А.* Некоторые вопросы из практики применения метода повторных нивелировок.— В сб. «Неотектонические движения в Прибалтике». Тарту, 1960.
299. *Желнин Г. А.* Точность и возможности метода повторного нивелирования. Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
300. *Журков С. Н., Нарзуллаев Б. Н.* Временная зависимость прочности твердых тел.— ЖТФ, 23, вып. 10, 1953.
301. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
302. *Заварицкий А. Н.* Изверженные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
303. *Залесский Б. В., Розанов Ю. А.* Физико-механический эксперимент в петрографии. Труды 4-го совещ. по эксп. минерал. и петрогр. М., Изд-во АН СССР, 1958.
304. *Залесский Б. В., Розанов Ю. А.* Методы изучения физико-механических свойств горных пород.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
305. *Залесский Б. В., Тимченко И. П.* Структурно-литологические особенности и физико-механические свойства карбонатных пород Сокского месторождения.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 13, 1958.
306. *Захаров С. А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962.
307. Землетрясения в СССР. Под ред. Е. Ф. Саваренского, И. Е. Губина, Д. А. Харина. М., Изд-во АН СССР, 1961.
308. *Зенкович В. П.* Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
309. *Золотарев Г. С., Максимов С. Н., Махорин А. А., Никитин В. Н., Шарий А. А.* Изучение напряженного состояния массивов горных пород в инженерно-геологических целях. Изд-во МГУ, 1968.
310. *Ивакин Б. П.* Подобие упругих волновых явлений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11-12, 1956.
311. *Изотов А. А.* Перспективы изучения современных движений земной коры геодезическими методами. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
312. *Калачева В. Н., Кноринг Л. Д.* Трещиноватость как показатель характера формирования тектонической структуры.— Геотектоника, № 6, 1967.
313. *Калашиников А. Г.* Возможности магнитометрических методов в решении вопроса о предвестниках землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
314. *Калашиников А. Г., Капица С. П.* Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях.— Докл. АН СССР, 86, № 3, 1952.
315. *Караетян Н. К.* Динамические параметры очагов некоторых землетрясений Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1958.
316. *Карпинский А. П.* Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. Академии наук, № 1, 1894.
317. *Карпинский А. П.* Собр. соч., т. II. Тектоника и палеогеография. М., Изд-во АН СССР, 1939.
318. Карта сейсмического районирования СССР. Приложение к положению по строительству в сейсмических районах (ПСР-101-51). Гос. изд-во лит. по строит. и архит., 1951.
319. *Качанов А. М.* Некоторые вопросы теории ползучести. М., Гостехиздат, 1949.
320. *Квитцов Г., Валенсек О.* О плейстоценовом горообразовании и современных движениях земной коры в Нижнерейнской бухте.— В сб. «Живая тектоника», ИЛ, 1957.
321. *Кейлис-Борок В. И.* О динамической характеристике очагов по сейсмическим наблюдениям.— Докл. АН СССР, 70, № 6, 1950.
322. *Кейлис-Борок В. И.* Определение динамических характеристик очагов землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 9 (136), 1950.
323. *Кейлис-Борок В. И., Введенская А. В.* Исследование напряжений в очагах Хаитской эпицентральной зоны.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
324. *Кейлис-Борок В. И., Коган С. Д., Гоцадзе О. Д., Кухтикова Т. И., Малиновская Л. Н.* Изучение дислокаций в очагах землетрясений основных сейсмоактивных зон СССР.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 40 (167), 1957.
325. *Кейлис-Борок В. И., Малиновская Л. Н., Павлова Г. И., Халтурин В. И.* Очаги землетрясений.— В сб. «Методы детального изучения сейсмичности». Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.
326. *Кизевальтер Д. С.* О строении и развитии Передового хребта Северного Кав-

- каза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
327. *Кириллова И. В.* Некоторые вопросы механизма складкообразования.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133), 1949.
328. *Кириллова И. В.* Увеличение объема горных пород — одно из возможных причин тектонических деформаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1963.
329. *Кириллова И. В., Сорский А. А.* О методике составления карты сейсмического районирования масштаба 1:1 000 000 на примере Кавказа.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
330. *Кирпичев М. В.* Теория подобия. М., Изд-во АН СССР, 1953.
331. *Кноринг Л. Д.* О связи направлений трещин с элементами тектонических структур.— В сб. «Вопросы математической геологии». Л., «Наука», 1968.
332. *Кобаяси Т.* Современные вертикальные движения в Японии.— В сб. «Живая тектоника». ИЛ, 19157.
333. *Коган С. Д.* О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана. — Докл. АН СССР, Новая серия, 101, № 1, 1955.
334. *Коган С. Д.* Динамические параметры очагов глубоких землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
335. *Козловский Д. А.* О ритме вековых колебаний земной коры.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
336. *Кокер Э., Файлон Л.* Оптический метод исследования напряжений. ОНТИ, 1936.
337. *Колычко А. В., Рац М. В.* Трециноватость нижнекаменноугольных известняков района Токтогульской ГЭС и ее влияние на инженерно-геологические условия строительства. Труды Гидропроекта, сборник 14. М., 1966.
338. *Кондорская Н. В.* Особенности сейсмичности Курило-Камчатской зоны.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1959.
339. *Коптев-Дворников В. С.* Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
340. *Коридалин Е. А.* Сессия Совета по сейсмологии АН СССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
341. *Корнфельд М.* Упругость и прочность жидкостей. М., Гостехиздат, 1951.
342. *Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур в рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
343. *Косенко С. И.* К вопросу о вычислении энергии землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 21 (148), 1953.
344. *Косминская И. П.* О применении ГСЗ в различных районах СССР.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 3, 1957.
345. *Косминская И. П.* Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33. вып. 4, 1958.
346. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., «Наука», 1968.
347. *Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1958.
348. *Косминская И. П., Газельганц А. А., Гальперин Е. И., Кракшина Р. М.* Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, 123, № 3, 1958.
349. *Костюк В. П.* Очерк магматизма Советских Карпат.— В сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
350. *Косыгин Ю. А.* Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 5–6, 1940.
351. *Косыгин Ю. А.* Механизм образования соляных куполов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 20, вып. 5–6, 1945.
352. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники нефтеносных областей, Гостоптехиздат, 1952.
353. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
354. *Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьева В. А.* Опыт формализации некоторых тектонических поднятий. — Геол. и геофиз., № 1, 1964.
355. *Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В., Розанов Ю. А.* Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 2, 1949.
356. *Кочетков А. М.* О напряженном и деформированном состоянии зарождающейся складки.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1968.
357. *Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
358. *Крейтер В. М.* О статье Г. И. Гуревича «О так называемом механическом анализе в геологической литературе».— Разведка и охрана недр, № 4, 1956.
359. *Крестников В. Н.* О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части Центрального Кавказа.— Докл. АН СССР, 85, № 5, 1952.
360. *Крестников В. Н.* История развития структуры и сейсмичность Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.
361. *Крестников В. Н.* О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в мезокайнозое и четвертичном периоде.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 6, 1955.
362. *Крестников В. Н.* О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 3, 1957.
363. *Крестников В. Н.* История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии (статьи I и II).— Изв. Высш. уч. зав., № 4 и 7, 1959.

364. *Крестников В. Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М. Изд-во АН СССР, 1962.
365. *Крестников В. Н., Нерсесов И. А.* Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Моховичича.— Сов. геол., № 11, 1962.
366. *Кригер Н. И.* Инженерная сеймотектоника и вопросы новейших тектонических движений.— Материалы по инж. геол., вып. 4, 1953.
367. *Кропоткин П. Н.* Основные вопросы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
368. *Кропоткин П. Н.* О происхождении складчатости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 25, вып. 5, 1950.
369. *Кропоткин П. Н.* Современные данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1953.
370. *Кропоткин П. Н.* Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры.— В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
371. *Кропоткин П. Н.* Соотношения между поверхностными и глубинными структурами и общими характеристиками тектонических движений.— В сб. «Структура и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.
372. *Кропоткин П. Н.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движения земной коры.— В кн. «Строение и развитие земной коры» (Материалы II Всесоюз. совещания по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
373. *Куземко В. Н.* Условия формирования нижнепалеозойских структур Михайловского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Геол. сборник Львовского геол. об-ва, № 10, 1966.
374. *Кузнецов Г. Н.* Механические свойства горных пород. Углетехиздат, 1947.
375. *Кузнецов Г. Н., Слободов М. А.* Определение методом разгрузки напряжений, действующих в междукламерных целиках каменной соли в Артемовских рудниках.— В сб. «Исследования по вопросам горного и маркшейдерского дела», № 22. Углетехиздат, 1950.
376. *Кузнецов И. Г.* Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа.— Проблемы сов. геол., № 7, 1933.
377. *Кузнецова И. М.* Выяснение условий возникновения складок продольного расплющивания методом моделирования.— В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
378. *Кулкашев Н. Т., Фомичев В. И.* О структурных условиях локализации оруденения в Саянском рудном районе.— Изв. КазССР, серия геол., № 2, 1969.
379. *Курбанов М.* Изучение современных движений на Ашхабадском геофизическом полигоне.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
380. *Кутепов В. М.* Опыт определения напряженного состояния в массиве горных пород методом разгрузки на участке проектируемой Саяно-Шушенской ГЭС.— Гидротехническое строительство. № 1, 1965.
381. *Кутепов В. М.* Результаты изучения естественных напряжений в массивах трещиноватости пород горных склонов.— Вестник МГУ, Геология, № 6, 1966.
382. *Кухтикова Т. И.* Изучение дислокаций в очагах Гармской области по данным региональной сети Средней Азии за 1952—1954 гг. Канд. дисс. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955.
383. *Кухтикова Т. И.* Механизм землетрясений Таджикской депрессии. Сборник статей по сейсмологии.— Труды ТИССС, Изд-во АН ТаджССР, 10, 1962.
384. *Кушнарев И. П., Каждан А. Б.* К стратиграфии свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1958.
385. *Лагорио А. Е.* О землетрясениях и предсказывании их.— Варшавские университетские известия, № 6, 1887.
386. *Лазарева А. П., Мишарина Л. А.* О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 2, 1965.
387. *Латынина Л. А.* Основные представления о причинах и характере изменения режима тектонических движений перед крупными землетрясениями. М., Изд-во АН СССР, 1963.
388. *Лебедев В. Г., Виноградов Г. В.* О реологических свойствах углеводородных смазок и застывших масел.— Коллоид. ж., 17, № 1, 1955.
389. *Лебедева Н. Б.* Моделирование процесса образования диапировых куполов.— Сов. геол., сб. 54, 1956.
390. *Лебедева Н. Б.* О механизме образования глиняных диапиров.— Сов. геол., № 11, 1958.
391. *Лебедева Н. Б.* Опыт моделирования складчатой зоны.— Сов. геол., № 2, 1966.
392. *Левин Б. Ю.* Состав Земли.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.
393. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Зайцев А. К.* К вопросу о давлении в тоннелях. Докл. тоннельной комиссии при Инженерном совете МПС, Пг., 1915.
394. *Левицкая А. Я.* О крымских землетрясениях по данным сейсмических станций Крыма.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 127, 1948.
395. *Левицкая А. Я.* О землетрясениях в Приказбекском районе.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 5 (132), 1949.
396. *Лейбензон Л. С.* О динамико-температурном условии образования складчатости

- тости на поверхности земного шара при его охлаждении.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1939.
397. Лейбензон А. С. Курс теории упругости. Гостехиздат, 1947.
396. Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
399. Леонтьев Г. И. Временные атмосферные и водные нагрузки на земной поверхности и их влияние на высокоточное нивелирование в Нижнем Поволжье. — В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
400. Лизс Ч. К. Структурная геология. М.—Л., ОНТИ, 1935.
401. Лилиенберг Д. А., Мецераков Ю. А. Морфо-структурные особенности и современные движения района Скопленского землетрясения.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
402. Лилиенберг Д. А., Мецераков Ю. А., Милановский Е. Е. Новейшие и современные тектонические движения Македонии.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
403. Линден Н. А. Каталог глубокофокусных землетрясений по данным сейсмической сети СССР за 1909—1944 гг. — Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 124, 1947.
404. Линден Н. А., Райко Н. В. О землетрясении 20/II 1933 г. в Баффиновом заливе и распределении сейсмических очагов в Арктике.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 61, 1935.
405. Липская М. Э. Об одной задаче плоской деформации неупругого тела.— Инж. ж., 5, № 3, 1965.
406. Лис Д. М. Современные движения на Среднем Востоке.— В сб. «Живая тектоника». ИЛ, 1947.
407. Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая. М., Госгеолтехиздат, 1959.
408. Лукин А. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
409. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях. — В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964.
410. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 136, 1965.
411. Лурье М. Л., Масайтис В. А. Магматизм Сибирской платформы.— Сов. геол., № 4, 1959.
412. Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле.— Докл. АН СССР, 174, № 5, 1967.
413. Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа.— Геотектоника, № 2, 1967.
414. Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород. Новосибирск, 1967.
415. Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 4, 1958.
416. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
417. Люстих Е. Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести.— Труды Ин-та теорет. геофиз., 111, 1947.
418. Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
419. Люстих Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике.— Докл. АН СССР, 59, № 8, 1948.
420. Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов.— Докл. АН СССР, 64, № 5, 1949.
421. Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1951.
422. Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957.
423. Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы.— Труды ИФЗ АН СССР, № 3 (170), 1958.
424. Люстих Е. Н., Магницкий В. А. Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорковых масс.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
425. Маазик В. Я. О связи современных вертикальных движений земной поверхности территории Эстонской ССР с геофизическими полями и фигурой геоида. Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
426. Магницкий В. А. Геодезические данные о состоянии вещества верхних слоев Земли. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
427. Магницкий В. А. О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и в подкорковом слое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 2—3, 1948.
428. Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., Геодиздат, 1953.
429. Магницкий В. А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.
430. Магницкий В. А. О природе переходного слоя в оболочке Земли на глубине 400—900 км.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1956.
431. Магницкий В. А. О соотношении земной коры с веществом оболочки Земли по геофизическим данным. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

432. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
433. *Максимова Т. Д.* Оптически-активные материалы, используемые в лабораторной практике.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
434. *Малеев Е. Ф.* О связи вулканических образований с продольными и поперечными разломами в Советских Карпатах.— В сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
435. *Малиновская Л. Н.* Методы определения механизмов землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 22 (149), 1954.
436. *Малиновская Л. Н.* Динамическая характеристика очагов юго-западной Турции.— Изв. АН СССР, серия гео-физ., № 1, 1955.
437. *Малкис Н. И., Шеголевская Н. А.* Оптически чувствительные гели на основе эпоксидных смол.— Изв. Высш. уч. зав., серия химия и хим. технол., 12, вып. 11, 1969.
438. *Марков К. К.* Геоморфологические методы изучения движений земной коры. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
439. *Марков К. К.* Гляциоизостатические движения земной коры.— В сб. «Неотектонические движения в Прибалтике». Тарту, 1960.
440. *Матцкова В. А.* Уточненная карта скорости движений земной коры на западе Европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
441. *Матцкова В. А.* О периоде современных движений и качественной характеристике кривой скорости движений.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
442. *Машанов А. Ж.* К вопросу изучения структуры рудного поля.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 12, 1952.
443. *Медведев С. В.* К вопросу об учете сейсмической активности района при строительстве.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 119, 1947.
444. *Медведев С. В.* О последствиях Карпатских землетрясений 1940 г.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 1 (128), 1948.
445. *Медведев С. В.* Опыт нового районирования Молдавской ССР по зонам сейсмической активности.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 5 (132), 1949.
446. *Медведев С. В.* Сейсмическое микро-районирование городов.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130), 1952.
447. *Медведев С. В.* Сейсмическая балльность в зависимости от грунтовых условий.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 14 (141), 1952.
448. *Медведев С. В.* Новая сейсмическая шкала.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 21 (148), 1953.
449. *Медведев С. В.* Вопросы сейсмического районирования.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
450. *Медведев С. В.* Инженерная сейсмология. Стройиздат, 1962.
451. *Медведев С. В., Шебалин Н. В.* С землетрясениями можно бороться. М., «Наука», 1968.
452. *Мельников Н. В.* Некоторые закономерности расположения трещин в антиклинальной складке.— Труды СНИИГТИМС, вып. 27, 1962.
453. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Составлено группой геологов ВСЕГЕИ под общим руководством С. Л. Музылева, М., Госгеолтехиздат, 1954.
454. *Мецераков Ю. А.* Современные движения земной коры.— Природа, № 9, 1958.
455. *Мецераков Ю. А.* Вековые движения земной коры.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
456. *Мецераков Ю. А.* Изучение современных движений земной коры.— Вестник АН СССР, № 11, 1964.
457. *Мецераков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.
458. *Мецераков Ю. А.* Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений.— В сб. «Современные движения земной коры» № 3. М., «Наука» 1968.
459. *Мецераков Ю. А., Синягина М. И.* Современные движения земной коры и методы их изучения.— В сб. «Вопросы географии». М., Изд-во АН СССР. 1956.
460. *Мецераков Ю. А., Синягина М. И.* Состояние знаний о современных движениях земной коры.— В сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., 1961.
461. *Мийдел А.* О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии.— Изв. АН ЭстССР, серия физ.-матем. и техн. наук, № 1, 1966.
462. *Милеев В. С.* Условия формирования складчатой структуры протерозойского Майтубинского антиклинория (Центральный Казахстан).— Вестник МГУ, Геология, № 6, 1967.
463. *Мирошниченко В. П.* Генезис структуры рудного поля в хребте Кугитанг.— Сов. геол., № 9, 1946.
464. *Михайлов А. Е.* Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
465. *Михайлов Н. В.* О текучести и прочности структурированных жидкостей.— Коллоид. ж., 17, № 1, 1955.
466. *Михайлов Н. В.* Упруго-пластические свойства нефтяных битумов.— Коллоид. ж., 17, № 3, 1955.
467. *Михайлов Н. В., Ребиндер П. А.* Структурно-механические свойства дисперсных и высокомолекулярных систем.— Коллоид. ж., 17, № 2, 1955.
468. *Михайлова А. В.* Связь трещиноватости с разрывами и складчатыми структурами в Кадиевском районе Кузбасса. Вопросы маркшейдерско-геологиче-

- ской службы. Научн. труды Моск. горного ин-та. М., «Недра», 1968.
469. *Михайлова А. В.* Методика количественной оценки деформаций, напряжений и перемещений в пластических непрозрачных моделях.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
470. *Михайлова А. В.* Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
471. *Михайловский А. И.* Землетрясения Кавказа и их связь с дислокацией края. Баку, 1926.
472. *Мишарина Л. А.* К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии. Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18. Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
473. *Молотова Л. В., Васильев Ю. И.* О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. Статьи 1 и 2—Изв. АН СССР, серия геофиз. № 7-8, 1960.
474. *Монахов Ф. И., Тараканов Р. З.* Характеристика Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952—1954 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1955.
475. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклипальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
476. *Мушкетов Д. И.* Сейсмическое районирование Средней Азии.— Труды сейсмол. ин-та АН СССР, № 34, 1933.
477. *Мушкетов И. В.* Верненское землетрясение, 28 мая (9 июня) 1887 г.— Труды Геол. ком., 10, № 1, 1890.
478. *Мушкетов И. В.* Физическая геология. Ч. 1. СПб., 1891.
479. *Мушкетов И. В.* Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19/ХП 1889 г.— Труды Геол. ком., новая серия, вып. 1, 1903.
480. *Мушкетов И. В., Орлов А. П.* Каталог землетрясений Российской империи.— Зап. Имп. Русск. геогр. об-ва, 26, 1893.
481. *Надаи А.* Пластичность. М., ОНТИ, 1936.
482. *Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел, т. 1. М., «Мир», 1954.
483. *Невский В. А.* Тектонические брекчии структур расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии.— Докл. АН СССР, 61. № 6, 1948.
484. *Невский В. А.* Складчатые формы южного склона хребта Ишме.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.
485. *Невский В. А.* Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Л., Углетехиздат, 1959.
486. *Невский В. А.* Морфологические особенности и история развития трещин некоторых рудных районов Тянь-Шаня.— Сов. геол., № 1, 1960.
487. *Некрасов А. И.* Курс теоретической механики, т. 1. Гостехиздат, 1953.
488. *Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джинузакоев К. О.* Сейсмическом районировании бассейна р. Нарын. Изд-во АН Кирг. ССР, 1960.
489. *Нерсесов И. Л., Ризниченко Ю. В.* Повторяемость землетрясений и карта сейсмической активности.— В сб. «Сейсмич. и гляциол. исслед. в период МГГ», № 2. М., 1959.
490. *Нерсесов И. Л., Рыкунов Л. Н.* К обработке землетрясений Гармской области.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 21 (148), 1953.
491. *Несмеянов С. А.* Неотектоника западной Ферганы. Автореферат канд. дисс. М., 1966.
492. *Нехорошев В. П.* Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением.— Вестник Геол. ком., 2, № 7, 1927.
493. *Ниггли П.* Магма и ее продукты. М., Госгеолтехиздат, 1946.
494. *Никитин П. Н.* Макросейсмические данные о землетрясениях Северного Кавказа.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
495. *Николаев В. А.* О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1953.
496. *Николаев Н. И.* Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.
497. *Николаев Н. И.* Новейшая тектоника СССР. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 8. Изд-во АН СССР, 1949.
498. *Николаев Н. И., Шенкарева Г. А.* Карта градиентов скорости новейших тектонических движений территории СССР. Проблемы неотектоники. МГУ, 1964.
499. *Николаев Н. И., Шульц С. С.* Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления.— В сб. «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
500. *Николаев Н. И., Шульц С. С.* Карта новейшей тектоники СССР.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 4, 1961.
501. *Николаев П. Н.* К истории тектонического развития юго-западного Тянь-Шаня и прилегающих областей в течение триаса и юры.— Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, № 5, 1964.
502. *Николаев С. В.* Некоторые результаты изучения трещиноватости пород Самарской Луки.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 13, 1958.
503. *Никонов А. А.* О молодых и современных движениях на Кольском полуострове и в прилегающих районах.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1965.
504. *Новожилов В. В.* Основы нелинейной теории упругости. Гостехиздат, 1948.
505. *Обручев В. А.* Пульсационная гипотеза геотектоники. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1940.

506. *Обручев В. А.* Образование гор и рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1942.
507. О геологических фактах, имеющих космогоническое значение (согласованные ответы геологов, геофизиков, геохимиков и астрономов на вопросы, связанные с происхождением Земли).— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1951.
508. *Одинг И. А.* Релаксация и ползучесть металлов. — Вестник машиностроения, № 5–6, 7–8, 9–10, 1946.
509. *Одинг И. А.* Интерпретация характеристик ползучести металлов.— Советское котлотурбиностроение, № 5, 1946.
510. *Орлов А. П.* О землетрясениях вообще и о землетрясениях Южной Сибири и Туркестанской области в особенности.— Труды Об-ва естествоиспыт. Казанского ун-та, 3, вып. 1, 1872; 3, вып. 2, 1873; 5, вып. 3, 1876.
511. *Орлов А. П.* Землетрясения и их соотношения с другими явлениями природы. Казань, 1887.
512. *Осокина Д. Н.* Желатино-глицериновые студни как материал для оптического метода исследования напряжений.— Коллоид ж., 21, № 6, 1957.
513. *Осокина Д. Н.* Пластичные оптически активные материалы для моделирования тектонических процессов.— В сб. «Проблемы тектонофизики», М., Госгеолтехиздат, 1960.
514. *Осокина Д. Н.* Пластичные и упругие низкокомодульные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
515. *Осокина Д. Н.* О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
516. *Осокина Д. Н., Григорьев А. С., Цветкова Н. Ю.* Метод и результаты моделирования перестройки, регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов.— В сб. «Механика литосферы», М., 1974.
517. *Осокина Д. Н., Гембицкий А. С.* Студни ацетицеллюлозы как оптически активный упругий материал для исследования напряжений в моделях, деформирующихся от собственного веса. — Коллоид ж., 24, № 6, 1962.
518. *Осокина Д. Н., Гембицкий А. С., Гзовский М. В.* Способ получения оптически активного низкокомодульного материала. Авт. свид. № 154404.— Бюлл. изобрет., № 9, 1963.
519. *Осокина Д. Н., Лыков В. И., Цветкова Н. Ю., Шиханович Э. А.* Изучение особенностей тектонического поля напряжений Ирана и Туркмении по результатам моделирования и сопоставление их с сейсмичностью.— В сб. «Механика литосферы», М., 1974.
520. *Осокина Д. Н., Гзовский М. В.* Корреляционная зависимость между затуханием упругих волн и сдвиговой вязкостью у реальных тел. (Тезисы доклада). Мат. Всесоюз. симпозиума по проблемам реологии горных пород и релаксации в твердых телах. Киев, «Наукова думка», 1969.
521. *Осокина Д. Н., Гзовский М. В., Виноградов Г. В., Павлов В. П.* Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформации при помощи растворов и гелей этилцеллюлозы.— Коллоид ж., 22, № 4, 1960.
522. *Осокина Д. И., Левыкин А. И., Кудряшова В. В.* Исследование поглощающих и упругих свойств горных пород и корреляции между ними.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.
523. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Метод моделирования распределения напряжений в окрестностях тектонических нарушений и в очагах землетрясений. Тезисы докл. Всесоюз. конф., посвященной состоянию и развитию работ в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Ашхабад, 1973.
524. *Осокина Д. Н., Шкурина К. П., Цветкова Н. Ю.* Реологические свойства горных пород и их влияние на формирование тектонических структур.— В сб. «Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР», М., «Недра», 1974.
525. *Островский А. Е., Бахрушин А. Б., Миронова Л. И.* Опыт измерения тектонических деформаций с помощью наклономеров в районе Душанбе.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
526. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
527. *Павлова Н. Н.* Трещиноватость и разрушение горных пород. М., «Наука», 1970.
528. *Панасенко Г. Д.* Землетрясения Кольского полуострова и Северной Карелии и их связь с современными движениями Балтийского щита.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
529. *Парфенов В. Д.* Моделирование напряженного состояния в зонах сдвига. Тезисы докладов семинара по эксперименту и моделированию в геологии. Новосибирск, 1972 г. Автореф. дисс. «Геология и механизм образования зоны Бирюзового разлома». МГУ, 1967.
530. *Парфенов В. Д., Кондратов В. А.* Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара. — Геотектоника, № 1, 1966.
531. *Паффенгольц К. Н.* Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1946.
532. *Паффенгольц К. П.* Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

533. *Певнев А. К., Финько Е. А., Шатский В. Н., Энман. В. Б.* Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация.— В сб. «Современные движения земной коры», № 4, М., 1968.
534. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.
535. *Пейве А. В.* Главнейшие типы глубинных разломов. Статьи 1 и 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1 и 3, 1956.
536. *Пейве А. В.* Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.
537. *Пермяков Е. Н.* Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М., Изд-во МОИП, 1949.
538. *Петреску Г.* Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за 1935—1955 гг.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 6, 1957.
539. *Петрушевский Б. А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
540. *Петрушевский Б. А.* Значение геологических явлений при сейсмическом районировании.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, №28 (155), 1955.
541. *Петрушевский Б. А.* О некоторых текущих задачах сейсмологии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1957.
542. *Петрушевский Б. А.* Геологические основы сейсмического районирования.— В сб. «Строительство в сейсмических районах». М., Стройиздат, 1957.
543. *Петрушевский Б. А.* О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой.— Бюлл. Совета по Сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
544. *Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Растворова В. А.* К сейсмологической характеристике Западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1954.
545. *Плотникова Л. М., Еркова А. Г.* К энергетической характеристике землетрясений Восточной Ферганы.— В кн. «Сейсмичность Восточной Ферганы». Ташкент, 1966.
546. Положение по строительству в сейсмических районах (ПСР, 101-51). М., Стройиздат, 1951.
547. *Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Особенности геотермического режима различных тектонических областей земной коры.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., 41, вып. 3, 1966.
548. *Попов В. В.* К вопросу о плотности распределения эпицентров землетрясений на территории СССР.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 106, 1941.
549. *Попов В. И.* История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
550. *Попов В. И.* О связи землетрясений Средней Азии с продолжающимся вещественным развитием земной коры.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 7, 1955.
551. *Попов И. В.* Очередные задачи в области физического и механического изучения тектонически деформированных пород, важные для инженерной геологии.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.
552. *Попов П., Стоянов С.* О вторичном структурообразовании в связи со сдвиговыми движениями.— Изв. на геол. ин-т, серия геотектоника, 18, 1969.
553. Предвестники землетрясений. Сборник № 5498-73, деп., АН СССР, ИФЗ, М., ВИНТИ 1973.
554. *Пригоровский Н. И.* Оптически активные прозрачные материалы для плоских и объемных моделей.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». М., Изд-во АН СССР, 1956.
555. *Пригоровский П. И., Прейсс А. К., Бокштейн М. Ф., Купрякова Н. А.* Модели из нового оптически активного материала ЭД6-М для поляризационно-оптического метода исследования напряжений.— Передовой научно-техн. опыт, тема 32, № П-58-68/12. Филиал ВИНТИ, 1958.
556. *Пригоровский Н. И., Прейсс А. К., Рутковский Б. Н., Щеголевская Н. А.* Материал для моделей в методе «замораживания».— Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, № 8, 1952.
557. *Пригоровский Н. И., Прейсс А. К., Слуцкер О. Д.* Материал для моделей в поляризационно-оптическом методе исследования напряжений.— Зав. лаб., 15, №3, 1949.
558. Проблемы тектонофизики. Сборник. М., Гостехиздат, 1960.
559. *Пугачев М. И.* Исследование связи трещиноватости горных пород с тектонической структурой. Тезисы докл. Всесоюз. межвузовской конф. по физике горных пород. М., Изд. МГИ, 1967.
560. *Пэк А. В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.
561. *Пэк А. В.* Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии.— Сов. геол., № 20, 1947.
562. *Пэк А. В.* К вопросу о так называемом «механическом анализе» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
563. *Работнов Ю. Н.* Ползучесть элементов конструкций. М., «Наука», 1966.
564. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.
565. *Ранцман Е. Я., Финько Е. А.* Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Арысь — Алмата.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
566. *Растворова В. А., Нерсесов И. Л.* Варташенское землетрясение 1953 г.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1955.
567. *Расцветаев Л. М.* Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой.— Геотектоника, № 1, 1966.

568. *Расцветаев А. М., Трифонов В. Г.* О сейсмо-тектонических разрывах Центрального Копет-Дага.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
569. *Раутиан Т. Г.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений.— Труды Ин-та сейсмост. стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР, № 7, 1960.
570. *Раутиан Т. Г.* Энергия землетрясений.— Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.
571. *Ребиндер П. А.* Понижение прочности поверхностного слоя твердых тел при адсорбции поверхностно активных веществ.— ЖТФ, 2, вып. 7, 1932.
572. *Ребиндер П. А.* Структурно-механические свойства горных пород.— В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
573. *Ребиндер П. А., Шрейнер Л. А., Жигач К. Ф.* Понижители твердости в бурении. М., Изд-во АН СССР, 1944.
574. *Резанов И. А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоросанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
575. *Резвой Д. П.* О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы.— Труды МГРИ, 26, 1954.
576. *Резвой Д. П.* Новейшие движения Туркестана-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
577. *Рейнер М.* Деформация и течение. Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы. М., 1963.
578. *Рейснер Г. И.* Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН серия геофиз., № 9, 1960.
579. *Рейх Г.* Плейстоценовые движения в северной краевой зоне Альп Баварии по данным сейсмических исследований.— В сб. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
580. *Ризниченко Ю. В.* Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1955.
581. *Ризниченко Ю. В.* Об изучении сейсмического режима.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1958.
582. *Ризниченко Ю. В.* О сейсмических магнитудах подземных ядерных взрывов.— Труды ИФЗ АН СССР, № 15 (182), 1960.
583. *Ризниченко Ю. В.* Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. Труды выездной сессии ОНЗ АН СССР в Среднюю Азию. М., «Наука», 1965.
584. *Ризниченко Ю. В.* Сейсмическая активность и сотрясаемость.— В сб. «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 1968.
585. *Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н., Бугров В. Р.* Моделирование сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз. №5, 1951.
586. *Ризниченко Ю. В., Мячкин В. И.* Импульсный сейсмический метод изучения горного давления.— Докл. АН СССР, 102, № 3, 1955.
587. *Ризниченко Ю. В., Нерсесов И. А.* К разработке основ количественного метода сейсмического районирования.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 8, 1960.
588. *Ризниченко Ю. В., Силаева О. И.* Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
589. *Рихтер В. Г.* Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М., «Недра», 1965.
590. *Рождественский А. П., Журенко Ю. Е.* Современные движения земной коры в зонах разрывных нарушений.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
591. *Розанов Ю. А., Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.* Влияние высоких давлений на структуру карбонатных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, 1950.
592. *Розанов Ю. А., Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.* Пластическая деформация карбонатных горных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, 1950.
593. *Розова Е. А.* Глубинное строение земной коры Кавказа.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 94, 1939.
594. *Розова Е. А.* Землетрясения Средней Азии.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 123, 1947.
595. *Розова Е. А.* Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137), 1950.
596. *Ронов А. Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В сб. «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
597. *Ронов А. Б., Хаин В. Е.* История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом тектонического развития земной коры.— Сов. геол., № 58, 1957.
598. *Рубинштейн М. М.* Сейсмичность Грузии в связи с ее геотектоническим строением.— Сообщ. АН ГрузССР, 10 1949.
599. *Руженцев В. Е.* Основы тектоники Урало-Эмбенского района. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 8, вып. 1-2, 1930.
600. *Рыжков О. А.* Новейшие и современные тектонические движения в Фергане.— Труды Комиссии по изуч. четвертич. периода, 13, 1957.
601. *Саваренский Е. Ф.* Землетрясение с глубинными очагами.— Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, № 96, 1940.
602. *Саваренский Е. Ф.* Глубокофокусные землетрясения и деформации земной коры.— Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., 1948.

603. *Саваренский Е. Ф.* Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 г.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1953.
604. *Саваренский Е. Ф.* Сейсмичность СССР, итоги и перспективы ее изучения.— Труды Геофиз. ин-та, № 25 (152), 1954.
605. *Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.—Л., ГИТТЛ, 1955.
606. *Савин Г. Н.* Концентрация напряжений около отверстий. М.—Л., ГИТТЛ, 1951.
607. *Садовский М. А.* (редактор). Физические основания поисков метода прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970.
608. *Сафронов И. Н.* О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа по данным изучения террас системы реки Кубани.— Сов. геол., № 54, 1956.
609. *Сафьян Л. М., Мирошниченко В. М., Наумочкин И. А.* К формированию складчатости промежуточного типа на примере локальных структур южной части Таджикской депрессии.— В сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», сб. 1. Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1969.
610. *Сегалова Е. Е., Ребиндер П. А.* Исследование структурно-механических свойств и тиксотропии в коллоидных системах.— Коллоид. ж., 10, № 3, 1948.
611. *Седов Л. И.* Методы подобия и размерности в механике. Изд. 3. М., Гостехиздат, 1954.
612. Сейсмическое районирование СССР. Под ред. С. В. Медведева, М., «Наука», 1968.
613. *Сетунская Л. Е., Чуکلєнкова И. Н.* Новейшие и современные тектонические движения Вятской зоны поднятий.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
614. *Синягина М. И.* О геофизическом методе изучения современных движений земной коры и результатах его применения. В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
615. *Скарятин В. Д., Москалев Н. П., Устинова З. С., Цзян Цзу-ци.* Характеристика макротрещиноватости мезозойских карбонатных пород Дагестана в связи с их нефтегазоносностью. Новости нефтяной и газовой техники.— Геология, № 9, 1961.
616. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Сборник под ред. В. В. Белоусова. М., Изд-во АН СССР, 1962.
617. *Слободов М. А.* Руководство по применению метода разгрузки для определения напряженного состояния в глубине горных массивов. Л., Углетехиздат, 1960.
618. *Смирнов В. И., Козеренко В. Н.* Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением.— Сов. геол., № 11, 1940.
619. *Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, № 6, 1968.
620. *Смирнов-Аляев Г. А., Розенберг В. М.* Технологические задачи теории пластичности, ч I. Ленингр. газетно-журн. и книжн. изд-во, 1951.
621. *Соболев В. С.* Петрология трапов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, 43, 1936.
622. *Соболева О. В.* Особенности направления осей главных напряжений в очагах землетрясений Гиндукуша.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1968.
623. *Соболева О. В.* Влияние асимметрии излучения из очага на распределение смещений вокруг эпицентра глубокого землетрясения.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1968.
624. *Соколов С. И., Шеголевская Н. А.* Использование привитых полимеров и оксидных смол для синтеза новых оптически активных материалов.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исслед. напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
625. *Соловьев С. А.* О классификации землетрясений по величине их энергии.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
626. *Соловьев С. А.* О связи энергии и интенсивности землетрясений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1956.
627. *Соловьев С. А.* К вопросу о соотношениях между энергией объемных волн и интенсивностью землетрясений.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 6, 1957.
628. *Соловьев С. А.* Общий обзор сейсмичности СССР.— В кн. «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961.
629. *Сонюшкин Е. П.* Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия рудных месторождений, вып. 162, № 17, 1955.
630. *Сонюшкин Е. П.* Об использовании оперяющих трещин при изучении структур рудных месторождений жильного типа.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Гостехиздат, 1960.
631. *Сорский А. А.* О механизме тектонического разлинзования горных пород.— Докл. АН СССР, 72, № 5, 1950.
632. *Сорский А. А.* Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 18 (145), 1952.
633. *Сорский А. А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условие их формирования. В кн. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
634. *Ставрогин А. Н., Повзнер Е. Д.* Физико-механические свойства горных пород в условиях сложных напряженных состояний.— В сб. «Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах». Киев, «Наукова думка», 1971.
635. *Субботин С. И.* О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями

- земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
636. *Субботин С. И.* О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры.— Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
637. *Судовиков Н. Г.* Структура будинажа в гранитизированных областях.— Докл. АН СССР, 58, № 8, 1947.
638. *Сычева-Михайлова А. М.* Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок.— Сов. геол., № 9, 1958.
639. *Сычева-Михайлова А. М.* Моделирование процесса деформирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги.— Геотектоника, № 1, 1970.
640. *Сычева-Михайлова А. М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., «Недра», 1973.
641. *Тамразян Г. П.* Закономерности и распределение землетрясений Туркмении и некоторые вопросы прогноза землетрясений.— Изв. АН ТуркмССР, № 5, 1956.
642. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Сборник. М., «Наука», 1964.
643. Тектонофизика и механические свойства горных пород. Сборник. М., «Наука», 1971.
644. Тектонофизическое совещание (решение совещания).— Сов. геол., № 61, 1957.
645. *Терцаги К.* Измерение напряжений в породах.— В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 3. М., «Мир», 1964.
646. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1934; изд. 2, 1941.
647. *Тихонов А. Н., Иванов А. Г., Троицкая В. А., Дьяконов Б. П.* К вопросу о связи земных токов и землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
648. *Токовенко В. С.* Реконструкция тектонического поля напряжений Горловской антиклинали (Донбасс).— Геол. ж. АН УССР, 27, вып. 3, 1967.
649. *Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н.* Возможность предсказания момента разрушения образцов горных пород на основе флуктуационного механизма роста трещин.— Докл. АН СССР, 207, № 3, 1972.
650. *Тохтуев Г. В.* Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967.
651. *Трипольская М. И.* Геологична будова зони зчленування Донецкого кряжа з Приазовським кристалічним масивом. Киев, Вид-во АН УССР, 1958.
652. *Трифонов В. Г.* Ассоциация верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
653. *Трифонов В. П.* Геолого-геоморфологические признаки современных тектонических движений на Урале и в Зауралье.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
654. *Трумбачев В. Ф.* Применение оптического метода к исследованию распределения напряжений вокруг горных выработок.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
655. *Трумбачев В. Ф., Суворов Н. А.* Материалы для оптического исследования напряжений в моделях горных выработок.— Труды Ин-та горного дела АН СССР, № 1, 1954.
656. *Турчанинов И. А., Марков Г. А.* Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
657. *Турчанинов И. А., Панин В. И.* Возможности применения звука и ультразвука для определения деформационных характеристик горных пород и напряженного состояния массива на рудниках Кольского полуострова.— В сб. «Геоакустика». М., «Наука», 1966.
658. *Ужик Г. В.* Сопротивление отрыву и прочность металлов. М., Изд-во АН СССР, 1956.
659. *Уломов В. И.* Региональный разрез земной коры в Средней Азии и мощности наносов в Приташкентском районе.— Изв. АН УзССР, серия физ.-матем., № 2, 1959.
660. *Уломов В. И.* О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1962.
661. *Усов М. А.* Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
662. *Усов М. А.* Фазы тектогенеза.— Сов. геол., сб. 11, 1938.
663. *Усов М. А.* Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1940.
664. *Усов М. А.* Структурная геология. М., Госгеолиздат, 1940.
665. *Успенский Д. Г.* Гравиразведка. М., «Недра», 1968.
666. *Уттер Л. Р.* Попытка геологической интерпретации схемы изобаз территории Эстонской ССР. Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
667. *Ушаков С. А., Красс М. С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.
668. *Фахтулаев Ш. Д., Королев В. А., Шехтман П. А.* Оптическое моделирование тектонических структур для целей детального прогнозирования эндогенных месторождений. Труды Межвузовской конференции по применению физического и математического моделирования в ряде областей техники. М., Изд. МЭИ, 1968.
669. *Фиалков Д. Н.* Достоверность вертикальных движений земной коры в Западной Сибири.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
670. *Филатов Е. И.* Пример реконструкции плана деформаций отдельных этапов

- формирования структуры рудного поля (в Восточном Забайкалье).— Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, № 4, 1969.
671. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. М., Изд-во АН СССР, 1945.
672. Фридман Я. Б. Единая теория прочности материалов. М., Оборонгиз, 1943.
673. Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. Изд. 2. М., Металлургиздат, 1952.
674. Фридман Я. Б., Зилова Т. К., Дроздовский Б. А. Кинетика деформации и разрушения. М., Всесоюз. научно-исслед. ин-т авиац. мат-лов, 1960.
675. Фрагт М. М. Фотоупругость. Т. 1, 2. Гостехиздат, 1948, 1950.
676. Хаин В. Е. Осцилляционный ритм движений земной коры.— Бюлл. МОИП, серия геол., вып. 1, 1939.
677. Хаин В. Е. Главнейшие черты строения Кавказа.— Сов. геол., № 39, 1949.
678. Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1950.
679. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
680. Харин Д. А., Кейлис-Борок В. И., Коган С. Д. К методике сейсмических наблюдений в эпицентральной зоне и их интерпретации.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 21 (148), 1953.
681. Харин Д. А., Масарский С. И. Исследование эпицентральных областей при помощи региональных сейсмических станций.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
682. Хаст Н., Нильсон Т. Измерение напряжений в скальных породах и их значение для строительства плотин. Проблемы инженерной геологии, вып. 4. Сборник под ред. Г. С. Золотарева. М., «Мир», 1967.
683. Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. — В сб. «Земная кора», ИЛ, 1955.
684. Юбишилов Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия рудных месторождений, вып. 162, № 17, 1955.
685. Цзян Цзу-ци. Тектоническая трещиноватость карбонатных пород Дагестана. Изд-во МГУ, 1961.
686. Цимбаревич П. М. Механика горных пород. Л., Углетехиздат, 1948.
687. Цимбаревич П. М. Рудничное крепление. Л., Углетехиздат, 1951.
688. Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана.— В кн. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе 1962.
689. Чередниченко О. І. Про деякі закономірності розташування рудних покладів в північній частині Саксаганської смуги Криворіжжя.— Вістн. АН УССР, № 9 1957.
690. Чередниченко О. І. Закономірності поведінки рудних тіл по падінню північно частини Саксаганського рудного поля Криворіжжя.— Геол. ж. АН УССР, № 1, 1958.
691. Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 14, № 5, 1950.
692. Четвериков С. Д. Выступление. Труды I Сессии по вопросам космогонии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
693. Шамана О. Г. Частотный анализ сейсмических колебаний.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
694. Шамина О. Г., Осокина Д. Н., Тома-шевская И. С., Воларович М. П., Цветкова Н. Ю., Павлов А. А., Гуценко О. И., Степанов В. В., Кудряшова В. В. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов.— В сб. «Предвестники землетрясений». М., 1973.
695. Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1946.
696. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
697. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1951.
698. Шатский Н. С. и др. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран (1 : 5 000 000). Госгеолтехиздат, 1957.
699. Шахмурадова З. Е. О напряженном состоянии и деформациях слоя при вертикальном перемещении его основания.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 7, 1973.
700. Шебалин Н. В. О связи между энергией, балльностью и глубиной очага землетрясений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
701. Шебалин Н. В. Соотношение между балльностью и интенсивностью землетрясений в зависимости от глубины очага.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 4, 1957.
702. Шебалин Н. В. Использование соотношения между интенсивностью и балльностью землетрясений для оценки глубины астеносферы в районе Вранча (Карпаты).— Studia geophys. et geod (Praha), 2, № 1, 1958.
703. Шейнманн Ю. М. К характеристике ультраосновных щелочных вулканических провинций на материках. — В сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
704. Шенкарева Г. А. К методике обработки сейсмических материалов.— Сов. геол., № 8, 1966.
705. Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1967.
706. Шихин Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений.— В сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.

707. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли.— М., Изд-во АН СССР, 1950.
708. Шнеерсон Б. Л. О применении теории подбоя при тектоническом моделировании.— Труды Ин-та теор. геофиз. АН СССР, № 3, 1947.
709. Шнеерсон Б. Л. К вопросу о механизме образования соляных куполов.— Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр., № 6, 1947.
710. Шнеерсон Б. Л. Некоторые случаи деформации горных пластов, находящихся в пластическом состоянии.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4, 1948.
711. Шнеерсон Б. Л. Некоторые задачи о движении вязких жидкостей в применении к геологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953.
712. Шолло В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.
713. Шрайбман В. И. Соотношения основных гравитирующих факторов запада Средней Азии.— В сб. «Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований». М., «Недра», 1969.
714. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня.— Зап. Всесоюз. геогр. об-ва, 3, 1948.
715. Щеголевская Н. А., Осокина Д. Н. Гзовский М. В., Соколов С. И. Полимерные материалы с различными физико-механическими характеристиками для изучения напряжений оптическим методом.— Изв. высш. уч. зав., Химия и химич. технология. 3, № 1, 1960.
716. Щеголевская Н. А., Соколов С. И. Оптически активный материал «эпоксифтамап».— Зав. лаб., 24, № 4, 1958.
717. Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., «Наука», 1965.
718. Эз В. В. О роли продольного изгиба слоев и послойного перераспределения материала при образовании полной складчатости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 4, 1958.
719. Эз В. В. О тектонических особенностях области возникновения глубокофокусных землетрясений в Восточных Карпатах.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1959.
720. Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 4 1959.
721. Эйгенсон А. С. Моделирование. М., 1952.
722. Энман В. Б., Певнев А. К., Самуйлов В. А. Об изменении скоростей вертикальных движений земной коры на Гармском полигоне.— В сб. «Изучение соврем. движ. земной коры на геофиз. полигонах». Изд-во АН ТуркмССР, 1969.
723. Энтин И. И., Мещерский И. Н. Вертикальные движения земной поверхности в долине р. Сурхоб.— В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
724. Юркевич О. И. Современные вертикальные движения земной коры и прогноз землетрясений.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
725. Янишин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
726. Янишин А. Л. Тектоническая карта Евразии. Мин-во геологии СССР. М., «Наука», 1965.
727. Adams F. D. An experimental investigation into the flow of rocks.— Compt. rend. XI Congr. Internat. 1910.
728. Adams F. D. An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks. — J. Geol., 18, 1910
729. Adams F. D. An experimental contribution to the question of the depth of zone of flow in the Earth's crust. — J. Geol., 20, February-March 1912.
730. Adams F. D. On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. — J. Geol., 25, 1917.
731. Adams L. H., Gibson R. E. The elastic properties of certain basic rocks and of their constituent minerals. — Proc. Nat. Acad. Sci., 15, 9, 1929.
732. Barton D. C. The American salt dome problems in the light of the Rumanian and German salt domes. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 9, N 9, 1925.
733. Barton D. C. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 9, 1933.
734. Becker G. F. Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks. — Bull. Geol. Soc. America, 4, 1893.
735. Belousov V. V. Gzovsky M. V. Experimental tectonics. Physics and Chemistry of the Earth, v. VI. London, Pergamon Press, 1965.
736. Bemmelem R. W. Van. The undation theory of development of the Earth's crust. — Trans. Internat. Geol. Congr. XVI sess USA, 1933, 11, Washington, 1936.
737. Benioff H. Earthquakes and rock creep. — Bull. Seismol. Soc. America, 41, N 1, 1951.
738. Biot M. A. Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. — Proc Roy. Soc. London, ser. A, 242, 1957.
739. Biot M. A. On the instability and folding deformation of a layered viscoelastic medium in compression. — J. Appl. Mech., Ser. E, 26, N 3, 1959.
740. Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis.—

- Bull. Geol. Soc. America, 72, N 11, 1961.
741. *Biot M. A.* Further development of the theory of internal buckling of multilayers. — Bull. Geol. Soc. America, 76, N 7, 1965.
742. *Biot M. A.* Rheological stability with couple stresses and its application to geological folding. — Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 298, N 1455, 1967.
743. *Biot M. A.* Edge buckling of a laminated medium. Internat. J. Solids Struct., 4, N 1, 1968.
744. *Birch F., Schairer J., Spicer H. C.* Handbook of Physical Constants. — Geol. Soc. America, 1918.
746. *Bruckschaw J. Mc. G., Mahanata P. C.* The variation of the elastic constant of rocks with frequency. — Petroleum, 17, N 1, 1954.
747. *Bucher W. H.* The mechanical interpretation of joints. — Geology, 28, 716—718, 1920.
748. *Bucher W. H.* The deformation of the earth's crust. Princeton, 1933.
749. *Bucher W. H.* Versuch einer Analyse der grossen Bewegungen der Erdkruste. — Geol. Rundschau, H. 3/4, 1939.
750. *Bullen K. E.* An introduction to the theory of seismology. Cambridge Univ. Press. 2 ed. 1953.
751. *Bullen K. E.* On the size of the strained region prior to an extreme earthquake. — Bull. Seismol. Soc. America, 45, N 1, 1955.
752. *Burford R. O.* Strain analysis across the San Andreas fault and coast ranges of California. — Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.
753. *Busse W., Lessing E., Loughborough D.* Larrick. Fatigue of fabrics. — J. Appl. Phys., 13, N 11, 1942.
754. *Byerly P.* The nature of the first motion in the Chilean earthquake of November 11, 1928. — Amer. J. Sci., ser. 5, 1928.
755. *Byerly P.* Nature of faulting as deduced from seismograms. — Geol., Soc. America Spec. Paper, 62, 1955.
756. *Byerly P., De Noyer J.* Energy in earthquakes as computed from geodetic observations. — Contributions in Geophysics. London, N. Y., Paris, 1958.
757. *Cadell H.* Experimental researches in mountains building. — Trans. R., Soc. Edinburgh, XXXV, pt 7, 1858.
758. *Chang W. Y.* A preliminary note on X and Y shaped joints. — Bull. Geol. Soc. China, 24, 235—238, 1944.
759. *Chang W. Y.* Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena. Contribs. Nat. Res. Inst. Geol. Acad. Sinica, N 8, 1948.
760. *Chang W. Y.* A method of approximately measuring changes of thickness due to folding of beds without oolitic, conglomeratic, spitted, concretionary or amigdaloidal structures. — Nat. Peking Univ., Geol. Series, December 1948.
761. *Chapple W. M.* Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. — Tectonophysics, 7, N 3, 1969.
762. *Clark S. P.* (Ed). Handbook of Physical constants. Geol. Soc. America, Inc. Mem. 97. New York, 1966.
763. *Gloos E.* Boudinage. — Trans. Amer. Geophys. Union., 28, N 4, 1947.
764. *Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — Bull. Geol. Soc. America, 58, N 9, 1947.
765. *Cloos H.* Experiment zur inneren Tektonik. — Z. Mineral, 12, 609—621, 1928.
766. *Cloos H.* Kunstliche Gebirge I, II. Frankfurt a. Main. Senckenbergische Naturforsch. Ges., H. 5, 225—243, 1929; H. 6. 258—269, 1930.
767. *Cloos H.* Zur experimentellen Tektonik. I. Vergleichende Analyse dreier Verschiebungen. — Geol. Rundschau, 21. H. 6, 353—367, 1930.
768. *Cloos H.* Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beispiele.—Naturwissenschaften, Jahrg. 18, H. 34, 741—747, 1930.
769. *Cloos H.* Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten.— Naturwissenschaften, Jahrg. 19, H. 11, 242—247, 1931.
770. *Cloos H.* Fliessen und Brüchen in der Erdkruste und im geologischen Experiment. Plastische Massen in Wissenschaft und Tektonik, Bd. 1, 1931.
771. *Cloos H.* Hebung, Spaltung, Vulcanismus. — Geol. Rundschau, 30, 1939.
772. *Cloos E.* Experimental analysis of fracture patterns. — Bull. Geol. Soc. America, v. 66, N 3, 1955.
773. *Coates D. F., Grant F.* Stress measurements at Elliot Lake. — Canad. Mining and Metallurg. Bull., 59, N 649, 1966.
774. *Corin F.* A propos du boudinage en Ardenne. — Bull. Soc. Belg. geol., paleontol., hydrol, XLII, 101—117, 1932.
775. *Csomor D., Kiss Z.* The seismicity of Hungary. — Geof. Kozlemeneyek, vil. 3—4, 1956; Studia geophys. et geol., 3, 1959.
776. *Daubree A.* Etudes synthétiques de géologie expérimentale Paris, 1879.
777. *Dobrin M. B.* Some quantitative experiments on a fluid salt-dome model and their geological implications. — Trans. Nat. Res. Council America Geophys. Union, pt. II. 1941.
778. *Favre A.* Experiences sur les effets des refoulements ou écrasements lateraux en géologie. — C. r. Acad. sci. Paris, LXXXVI, 1092, 1878.
779. *Fyee W. S., Turner F. I., Verhoogen I.* Metamorphic reactions and metamorphic facies. — Mem. Geol. Soc. America. N 73, 1959.
780. *Galanopoulos A. G.* On magnitude determination by using macroseismic data. — Ann. Geophys., 14, N 3—4 1961.
781. *Goguel J.* Observation sur la déformation d'un calcaire métamorphique. — Bull. Soc. géol. France, ser. 5, 18, 1948.
782. *Greve F.* Estudio Estadístico de los Sismos sentidos en Chile durante los Anos 1942 a 1955. Univ. de Chile. — Contribs cient. y technol. ser. F (Seismologia), N 1, 1956.
783. *Griggs D. T.* The strain ellipsoid as a theory of rupture. — Amer. J. Sci., 30, 121—137, 1930.

784. *Griggs D. T.* Deformation of rocks under high confining pressures. — *J. Geol.*, 44, N 5, 1936.
785. *Griggs D. T.* Creep of rocks. *J. Geol.* 47, N 3, 1939.
786. *Griggs D. T.* A theory of mountainbuilding. — *Amer. J. Sci.*, 237, N 29, 1939.
787. *Griggs D. T.* Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallization. — *Bull. Geol. Soc. America*, 51, N 7, 1940.
788. *Griggs D. T.* Deformation of rocks in the laboratory. — *Trans. Amer. Geophys. Union Nat. Res. Council*, pt 2, 1940.
789. *Griggs D. T., Handin J.* Observations of fracture and a hypothesis of earthquakes. — In «*Rock Deformation*» N. Y., 1960.
790. *Grigoriev A. S.* The stress state and the carrying capacity of flexible plates and shells of large deformations. — *Proc. JAS Sympos.*, Warsaw, Sept. 2—5, 1963.
791. *Grigoriev A. S.* Tensile instability in cases of large deformations. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc. Canada*, 14, N 1—4, 1967.
792. *Gutenberg B. R.* Viscosity, strength and internal friction in the interior of the Earth. In «*Physics of the Earth*», v. VII, N. Y., London, 1939.
793. *Gutenberg B.* Seismological evidence for roots of mountains. — *Bull. Geol. Soc. America*, 54, N 7, 1943.
794. *Gutenberg B.* Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 35, N 1, 1945.
795. *Gutenberg B.* The layer or relative low wave velocity at a depth of 80 km.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 38, N 2, 1948.
796. *Gutenberg B.* *Physics of the Earth's Interior.* N. Y. and London, 1959.
797. *Gutenberg B. R., Richter C. F.* *Seismicity of the Earth.* *Geol. Soc. America Spec. Papers*, N 34, 1941; Princeton, 1954.
798. *Gzovsky M. V.* Method of modelling in tectonophysics. — *Union geophys. et géod. Internat. Assoc. seismol. et physique de l'intérieur de la terre.* *Trav. scient.*, ser. A, fasc. 20. Toulouse, 1959.
799. *Gzovsky M. V.* Tectonophysics and the forecast of earthquakes. — *Bull. Seismol. Soc. America*, v. 52, N 3, 1962.
800. *Gzovsky M. V.* Tectonophysics and the study of the upper mantle. — *Tectonophysics*, N 1, 1964.
801. *Gzovsky M. V.* Scheme of stress of earth's crust and energy of tectonic processes connected with upper mantle of USSR territory. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, ser. A, III, 90, 1966.
802. *Gzovsky M. V.* A state of stress in the Earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 14, 1967.
- 802a. *Gzovsky M. V., Grigoriev A. S., Gushchenko O. I., Mikhailova A. V., Nikonov A. A., Osokina D. N.* Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust.— *Tectonophysics*, 18, 1973, 167—205.
803. *Gzovsky M. V., Kuznetsova I. M., Osokina D. N.* Die Charakterisierung tectonischer Spannungsfelder in Verbindung mit Problemen des Gebirgsdruckes.— *Freiberger. Forschungsh. C-81, Geophysik*, 1960.
- 803a. *Gzovsky M. V. and Nikonov A. A.* On tectonophysical interpretation of recent vertical crustal movements. — *Tectonophysics*, 19, N 1, 1—19, 1973.
- 803b. *Turchaninov I. A., Markov G. A., Gzovsky M. V., Kazikayev D. M., Frenze U. K., Batugin S. A., Chabdarova U. I.* Upper part earth's crust state of stresses as based on direct precision measurements data in the mines, tectonophysical and seismological researches. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 1972.
804. *Hafner W.* Stress distributions and faulting. — *Bull. Geol. Soc. America*, 62, N 4, 1951.
805. *Harbort E.* Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. — *Monatsber. Dtsch. Geol. Ges.* 62, 1910.
806. *Harbort E.* Zur Frage der Aufrassungsvorgänge und des nordwest — deutschen Salzvorkommen.— *Kali*, H. 5, 1913.
807. *Hast N.* The measurement of rock pressure in mines. — *Sver. geol. undersbökn. Arsbok*, 1958, 52, N 3.
808. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust. — *Tectonophysics*, 8, 169—211, 1969.
809. *Hast N., Nilsson T.* Recent rock pressure measurements and their implication for dam building. — *Trans. VIII Internat. Congr. on Large Dams*, I, Quest. 28, Edinburgh, 1964.
810. *Heim A.* *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung*, Bd. II. 1878.
811. *Hodgson J.* Nature of faulting in large earthquakes. — *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 5, 1957.
812. *Hodgson J., Stevens A.* Seismicity and earthquake mechanism. *Res. Geophys.*, N 2, 1964.
813. *Honda H.* The Mechanism of the Earthquakes. — *Sci. Rept. Tohoku, Univ.*, Ser. 5, 9, 1957.
814. *Honda H.* Earthquake mechanism and seismic waves. — *Geophys. Notes*, 15, Supplement, Tokyo, 1962.
815. *Hubbert M. K.* Theory of scale models as applied to the study of geological structures. — *Bull. Geol. Soc. America*, 48, 1459—1520, 1937.
816. *Ide J. M.* The velocity of sound in rocks and glasses as function of temperature. — *J. Geol.*, N 7, 1937.
817. *Innes M. J., Weston A.* Crustal uplift of the Canadian shield and its relation to the gravity field. — *Ann. Acad. Scient. Fenn.*, Ser. A, III, N 90, 1966.
818. *Joly I.* *The surface history of Earth.* Oxford, 1925.
819. *Kääriäinen E.* On the recent uplift of the Earth crust in Finland. — *Fennia*, 77, 1953.

820. *Kääriäinen E.* Land uplift in Finland as computed with the aid of precise levellings.— *Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.*
821. *Kaizuka S.* Distribution of Quaternary fold, especially rate and axis direction in Japan.— *Geogr. Repts Tokyo Metropolitan Univ., N 3, July, 1968.*
822. *Karman T.* Festigkeitversuche unter allseitigem Druck.— *Verhandl. Dtsch. Ingr., 5, 1911.*
823. *Karnik V.* Seismicity of Europe. Progress Report III, — IUGG Monographs, 23, Paris, 1963.
824. *Kasahara K.* The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations.— *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 35, pt. 3, 1957; 36, pt 1, 1958.*
825. *Knopoff L.* Energy release in earthquakes.— *Geophys. J., 1, N 1, 1958.*
826. *Koenigsberger G., Morath O.* Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik.— *Zeit. der Dtsch. Geol. Ges., 65, 1913,*
827. *Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin. Akad. Verl., 1951.
828. *Kraus E.* Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
829. *Kuenen P. N.* The negative isostatic anomalies in the East Indies (with experiments). *Leidse geol. meded., N 2, 1936.*
830. *Kvale A.* Recent crustal movements in Norway. — *Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.*
831. *Lang A.* Vorläufige Ergebnisse rezenter vertikaler Krustenbewegungen aus Vergleichen von Präzisionsnivelements in DDR.— *Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.*
832. *Lee J. S.* The strain ellipsoid and shear planes in rocks.— *Bull. Geol. Soc. China, 28, N 1, 2, 1948.*
833. *Lee J. S., Chen C. H., Lee M. T.* Experiments with clay on shear fractures.— *Bull. Geol. Soc. China, 28, N 1, 2, 1948.*
834. *Leith C. K.* Rock cleavage.— *U. S. Geol. Surv. Bull., N 239, 216, 1905.*
835. *Link T. A.* The origin and significance of «epi-anticlinal» faults as revealed by experiments.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 11, N 8, 1927.*
836. *Link T. A.* Some applications of the strain ellipsoid.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 13, 1929.*
837. *Link T. A.* Experiments relating to salt-dome structures. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 14, N 4, 1930.*
838. *Link T. A.* Individualism of orogenies suggested by experimental data. — *Bull. Amer. Petrol. Geologists, 15, N 4, 1931.*
839. *Lomnitz C.* Creep measurements in igneous rocks.— *J. Geol., 64, N 5, 473, 1956.*
840. *Maška M.* K tektonické analýze krystalinka (Drobná tektonika Krkonoš). Praha, 1954.
841. *Mead W. J.* Notes on the mechanics of geologic structures.— *J. Geol., 28, 505—523, 1920.*
842. *Miyabe N., Miyamura S., Mizoue M. A.* map of secular vertical movements of the Earth's crust in Japan.— *Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.*
843. *Miyamura S.* Types of crustal movements accompanied with earthquakes. — I Internat. Sympos. on Recent Crustal Movement, Leipzig, 1962.
844. *Mohr O.* Ueber die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperelements und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre.— *Civilingenieur, H. 2, 3, 1882.*
845. *Montessus de Ballor F.* La géologie sismologique. Paris, 1924.
846. *Nettleton L. L.* Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 27, N 1, 1934.*
847. *Nikonov A. A.* On young and recent crustal movements on Kola peninsula and in adjacent areas. — *Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.*
848. *Nishimura E.* On some destructive earthquakes observed with the tiltmeter at a great distance. Disaster Prevention. Res. Inst. Kyoto Univ. Bull., N 6, 1953.
849. *Oberti G.* Mesures de contraintes naturelles dans les massifs rocheux.— *Proc. I Congr. Internat. Soc. Roch. Mech. Lisbon, 2, 1966.*
850. *Orowan E.* Mechanism of seismic faulting.— In «Rock Deformation». N. Y., 1960.
851. *Parker T. Y., Mc-Dowell A. N.* Model studies of salt dome tectonics.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 39, N 12, 1955.*
852. *Patteisky K.* Die Ursachen jungtektonischer Bodenbewegungen.— *Geol. Rundschau, 43, N 1, 1955.*
853. *Phillips D. W.* Tectonics of mining. — *Colliery Engr, June — Oct. 1948.*
854. *Ramberg H.* Natural and experimental bounding and pinch-and-swell structures. — *J. Geol., 63, N 6, 1955.*
855. *Ramberg H.* Evolution of pygmatic folding. — *Norsk geol. tidsskr., 39, N 2-3, 1959.*
856. *Ramberg H.* Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression.— *Geol. Rundschau, 51, N 2, 1961.*
857. *Ramberg H.* The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 43, N 4-5, 3—72, 1966.*
858. *Ramberg H.* Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. — *Phys. Earth and Planet. Interiors, 1, N 2, 1968.*
859. *Ramberg H.* Instability of layered systems in the field of gravity.— *Phys. Earth and Planet. Interiors, 1, N 7, 1968.*
860. *Randall M.* On the mechanism of earthquakes. — *Bull. Seismol. Soc. America, 54, N 5, 1964.*
861. *Reier E.* Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.
862. *Reier E.* Geologische und geographische Experimente. H. I. — Falten; H. II, —

- Vulkanische und Massen Eruptionen; H. III — Rupturen; H. IV — Methoden und Apparate. Leipzig, 1892—1894.
863. *Rhetly A. A.* Karpatmedencek Foldrengesei (455—1918). Budapest, 1952.
864. *Riedel W.* Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen.— Zbl. Mineral., Geol. und Palaeontol., Abt. B, 30, 354—368, 1929.
865. *Rinne F.* Bemerkungen über künstliche Bruchsysteme und ihre geologische Analogien.— Cbl. Mineral., Geol. and Paleontol. Abt. B, № 11, 553—569, 1928.
866. *Ritsema A.* Pacific and Mediterranean earthquake mechanisms.— Trans. Amer. Geophys. Union, 38, N 3, 1957.
867. *Ritsema A.* On the focal mechanism of Southeast Asian earthquakes.— Publs Domin. Ottawa, 20, N 2, 1959.
868. *Robertson E. C.* Experimental study of the strength of rocks. Bull. Geol. Soc. America, 66, N 10, 1955.
869. *Sander B.* Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
870. *Sauder B.* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Bd. I, II. Wien, 1948—1950.
871. *Sanford A. R.* Analytical and experimental study of simple geologic structures.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 1, 1959.
872. *Scheidegger A.* The geometrical representation of fault-plane solutions of earthquakes.— Bull. Seismol. Soc. America, 47, N 2, 1957.
873. *Scheidegger A.* Tectonophysical significance of fault — plane solutions of earthquakes.— Geofis. pura e appl., 39, N 1, 1958.
874. *Scheidegger A.* The tectonic stress and tectonic motion direction in Europe and Western Asia as calculated from earthquake fault-plane solution.— Bull. Seismol. Soc. America, 54, N 5, 1964.
875. *Scheidegger A.* The tectonic stress and tectonic motion direction in the Pacific and adjacent areas as calculated from earthquake fault-plane solutions.— Bull. Seismol. Soc. America, 1965, 55, N 1.
876. *Schmidt W.* Gefügestatistik.— Tschermav. Mineral. und Petrogr. Mitt., 38, 392—423, 1925.
877. *Shebalin N. V.* Correlation between magnitude and intensity of earthquakes, astenosphere.— Union. Geod. et Geophys., Internat., Serie A, Travaux scientif., fasc. 20, Toulouse, 1959.
878. *Shimazu Yasuo.* Thermodynamics of tectogenesis. Earth Science J. Assoc. Geol. Col. lab. of Japan, N 58, 1962.
879. *Shimazu Yasuo.* Energy analysis of geological phenomena.— J. Earth Sci. Nagoya Univ., 12, N 1, 1964.
880. *Sieberg A.* Erdbebengeographie. Berlin, 1932.
881. *Staub R.* Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
882. *Stille H.* Grundfragen der vergleichende Tektonik. 1924.
883. *Suess E.* Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
884. *Teisseire R.* Note on relationship between focus dimensions and Earthquake Magnitude.— Acta geophys. polon., 6, N 3, 1958.
885. *Torrey P. D., Fralich C. E.* An experimental study of the origin of salt domes.— J. Geol., 34, 1926.
886. *Vening-Meinesz F. A.* Convection-currents in the Earth and the origin of the continents.— Proc., Koninkl. Nederl. Akad. wet., 55, 5, 527—553, 1952.
887. *Waalewijn A.* Investigations into crustal movements in the Netherlands.— Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.
888. *Wallace R.* Geometry of shearing stress and relation to faulting.— J. Geol., 59, N, 2, 1951.
889. *Wegmann C. E.* Note sur le boudinage.— Bull. Soc. geol. Franse. ser. 5, 2, N 5-6-7, 1932.
890. *Wernthaler R.* First results flowing from the comparison of «Net 1960» with the I-st order levelling net of German Federal Republic.— Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.
891. *Wickens A., Hodgson J.* Computed re-evaluation of earthquakes mechanism solutions.— Publs Domin. Obs. Ottawa, N 1, 33, 1967.
892. *Willis B.* The mechanics of Appalachian structure.— U. S. Geol. Survey, 13, Annual Report, 1893.
893. *Willis B., Willis S.* Eruptivity and mountain building.— Bull. Geol. Soc. America, 52, N 10, 1941.
894. *Wilson J. T.* An approach to the structure of the Canadian shield. Trans. Amer. Geophys. Union, 29, N 5, 1948.
895. *Wyrzykowski T.* The velocities of the recent vertical movements of the Earth's crust on the area of the Upper Silesia coal-basin.— Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.
896. *Wyrzykowski T.* Geodetic problems by planning of the test lines of precise levelling for research concerning the recent crustal movements on the area of Poland.— Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, N 90, 1966.

Дополнительная литература

897. *Артюшков Е. В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях.— В сб. «Труды 3-го Междунар. симпозиума по современным движениям». Сов. геофиз. комитет. М., 1969.
898. *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород (с приложением таблиц). М., «Наука», 1969.
899. *Берсенева Б. И., Мартынов Е. Д., Родионов К. П., Бульчев Д. К., Рябинин Ю. Н.* Пластичность и прочность твердых тел при высоких давлениях. М., «Наука», 1970.
900. *Буланже Ю., Вържиковски Т., Высокочил П., Деймлик Ф., Зотин М., Иоо И., Камин Л., Лилиенберг Д., Сетунская Л., Христов В., Энтин И.* Карта

- современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. (1:2 500 000). Докл. на XV Генер. Ассамблее МГТС. ГУК, 1973.
901. *Воларович М. П., Баяк Е. И., Левышки А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
902. *Вольмир А. С.* Устойчивость деформируемых систем. М., «Наука», 1967.
903. *Глушко В. Т., Усаченко Б. М., Ваганов И. И.* Исследование реологических свойств горных пород Донбасса.— В кн. «Проблемы реологии горных пород». Киев, «Наукова Думка», 1970.
904. *Григорьев А. С.* Большие деформации неоднородных осесимметричных оболочек. Теория оболочек и пластин.— В сб. «Труды VIII Всесоюз. конф. по теории оболочек и пластин. Ростов-на-Дону, 1971». М., «Наука», 1973.
905. *Громин В. И., Запорожченко А. А.* Экспериментальная тектоника (библиография 1812—1970 гг.) (ротапонт). Новосибирск АН СССР, Сиб. отд. Институт геологии и геофизики, 1971.
906. *Гутерман В. Г.* Моделирование образования соляных структур с применением центрифуги.— В сб. «Новые данные о геофизических исследованиях на Украине». Киев, «Наукова Думка», 1974.
907. *Гутерман В. Г., Сагалов Я. Б.* К построению математической модели деформированного и напряженного состояния тел, возникающего при фазовых превращениях первого рода.— Геофиз. сборник АН УССР, вып. 46, 1972.
908. *Гутерман В. Г., Сагалов Я. Б.* Задача о деформированном состоянии весомого полупространства с фазовыми границами и заданными источниками тепла.— Геофиз. сборник АН УССР, вып. 52, 1972.
909. *Дмитриев А. П., Кузьев Л. С., Протасов Ю. И., Ямщиков В. С.* Физические свойства горных пород при высоких температурах. М., «Недра», 1969.
910. *Дудушкина К. И., Бобров Г. Ф.* Ползучесть горных пород.— В кн. «Разрушение и ползучесть горных пород». Новосибирск, 1970.
911. *Журков С. Н.* Кинетическая концепция прочности твердых тел.— Вести. АН СССР, № 3, 1968.
912. *Излев Д. Д.* О теории трещин квази-хрупкого разрушения.— ПМТФ, 88, № 6, 1967.
913. *Кропоткин П. Н., Поляк Б. Г.* Энергетический баланс Земли.— В сб. «Земная кора сейсмоопасных зон». М., «Наука», 1973.
914. *Магницкий В. А., Калашикова И. В., Сидоров В. А.* Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации.— В сб. «Современные движения земной коры», № 5. Тарту, 1973.
915. *Матвеев Б. В.* О работах по исследованиям реологических свойств горных пород.— В сб. «Горное давление», вып. 59. Труды ВНИМИ. Л., 1965.
916. *Михайлова А. В., Осокина Д. Н.* Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях).— В сб. «Современные движения земной коры», № 5. Тарту, 1973.
917. *Мухелишвили Н. И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., «Наука», 1966.
918. *Никонов А. А.* О современных вертикальных движениях земной коры в сейсмоактивных районах Средней Азии.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1971.
919. *Никонов А. А.* Современные движения земной коры в вулканически активных районах.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, 1974.
920. *Осокина Д. Н., Григорьев А. С., Гущенко О. И., Цветкова Н. Ю., Степанов В. В.* Возможности изучения современного поля напряжений тектонофизическими методами в связи с задачей прогноза сейсмической опасности. Тезисы докладов Междунар. симпозиума по поискам предвестников землетрясений. МГТС. Ташкент, 1974.
921. *Панасюк В. В.* Предельное равновесие твердых тел с трещинами.— Киев. «Наукова Думка», 1968.
922. Проблемы глобальной тектоники.— Сборник под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973.
923. Разрушение. Под ред. Г. Либовица. т. 1. Пер. с англ. М., «Мир», 1973.
924. *Ставрогин А. Н.* Прочность и деформация горных пород. Автореф. докт. дисс. ИФЗ АН СССР, 1968.
925. *Ставрогин А. Н.* Исследование предельных состояний и деформации горных пород.— Изв. АН СССР, Физика Земли. № 12, 1969.
926. *Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н.* Исследование реологических процессов и разрушения в образцах горных пород при давлениях до 10 кбар. Геофиз. сборник, № 53, Киев, 1973.
927. *Шкурина К. П.* Исследование реологических свойств слабых горных пород месторождений Киргизии.— В сб. «Исследования по механике горных пород». Фрунзе, «Илим», 1967.
928. *Шкурина К. П., Таскаев В. В., Лелеко А. И.* К вопросу поддержания горных выработок на угольных месторождениях Киргизии. Изд-во АН Киргиз. ССР, 1972.
929. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— Изд. 2. М., «Недра», 1973.
930. *Boulanger Yu. D., Pevnev A. K., Enman V. B.* On variations of recent crustal movements on Garm and Nimichi polygons.— Tectonophysics, 9, № 2/3, 1970.
931. *Griffith A. A.* The phenomenon of rupture and flow in solids.— Phil. Trans. Roy. Soc. (London), Ser. A., 222, 163—198. 1920.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ М. В. ГЗОВСКОГО

1. Геосинклинали, их строение, история и законы развития (каледонская геосинклиналь Великобритании). Бюлл. МОИП, отд. геол., 20 (5—6), 130, 1945 (совм. с В. В. Белоусовым).
2. 30 лет советской геологии.— Вестник инж. и техн., № 9, 1947 (совм. с Н. И. Николаевым).
3. Тектоника северо-восточного Приэльбрусья (Северный Кавказ). — Труды МГРИ, 23, 57—74, 1948.
4. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана. Труды МГРИ, 23, 75, 1948 (совм. с М. В. Муратовым).
5. Цифровая характеристика складчатости (коэффициент складчатости).— Вопр. теор. и прикл. геол., № 6, 20, 1948.
6. О современном состоянии некоторых основных понятий в учении о геосинклиналях.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, (4), 87, 1948.
7. Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 71, 1948.
8. Структура и тектоническое развитие Южной Грузии и Северной Армении.— Сов. геол., сб. 36, 1948 (совм. с В. В. Белоусовым).
9. Отзыв о монографии «Описания геологии Молдавии». Сборник экспертных заключений, вып. 4, М., 1948 (совм. с В. В. Белоусовым).
10. Геология Венгрии. БСЭ, 7, 1951.
11. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, вып. 1, 46, 1951 (совм. с В. В. Белоусовым и А. В. Горячевым).
12. История геологического развития Восточных Альп.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, вып. 2, 50, 1951 (совм. с В. В. Белоусовым и А. В. Горячевым).
13. Волнистость простирания крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 101, 1953.
14. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 481, 1953 (совм. с Е. И. Чертовой).
15. О задачах и содержании тектонофизики.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 244, 1954.
16. Тектонические поля напряжений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954.
17. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 527, 1954.
18. Основные вопросы классификации тектонических разрывов.— «Сов. геол.», сб. 41, 131, 1954¹.
19. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та, № 25 (152), 25, 1954 (совм. с В. В. Белоусовым).
20. Тектоническая карта мира. БСЭ, т. 42, стр. 117, 1956 (совм. с В. В. Белоусовым).
21. Механизм формирования крупных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, № 7, 1, 1956.
22. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре.— Разведка и охрана недр, № 11, 7, 1956.
23. По поводу рецензии Г. И. Гуревича.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 487, 1956.
24. Проблемы тектонофизики.— Природа, № 6, 49 1957.
25. Развитие тектонофизики (совещание в Институте физики Земли).— Вестник АН СССР, № 4, 114, 1957.
26. Совещание по тектонофизике.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 959, 1957.
27. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (I и II).— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 141, 1957; № 3, 273, 1957.
28. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР (I и II).—Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 959, 1958; № 12, 1425, 1958 (совм. с В. Н. Крестниковым, И. Л. Нерсесовым, Г. И. Рейснером).
29. Метод моделирования в тектонофизике.— В кн. «Тезисы докладов на XI Генеральной Ассамблее МГ и ГС Международной Ассоциации сейсмологии и физики недр Земли». М., 37, 1957. Сов. геол., № 4, 58, 1958.
30. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. I и II, М., Изд-во АН СССР, 1959.
31. Карта новейшей тектоники СССР, масштаб 1: 5 000 000. Мин. геол. СССР,

¹ Статья опубликована также в 1956 г. в Китае.

- АН СССР, Мин. высш. образов. СССР, Госгеолтехиздат, 11959 (большой коллектив авторов).
32. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (измерение наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1147, 1959 (совм. с В. Н. Крестни-ковым и Г. И. Рейснером).
 33. Проблемы магматизма и тектонофизика.— В кн. «Вопросы вулканизма». Материалы к I Всесоюз. вулканолог. совещ. М., Изд-во АН СССР, 339, 1959.
 34. Новые принципы сейсмического районирования на примере Центральной части Тянь-Шаня (I и II).— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, (177, 1960; №3, 1960 (совм. с В. Н. Крестниковым, И. Л. Нер-сесовым, Г. И. Рейснером).
 35. Тектонофизика и сейсмическое районирование. — Вопросы сейсмического районирования.—Бюлл. Совета по сейсмологии АН, СССР, № 8, 67, 1960.
 36. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов.— В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 17, 1960.
 37. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1168, 1960 (совм. с В. П. Крестниковым, Н. П. Леоновым, И. А. Резановым, Г. И. Рейснером).
 38. Методы детального изучения сейсмичности.— Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960 (совм. с В. И. Бунэ, К. К. Запольским, В. И. Кейлис-Бороком, В. Н. Крестниковым, А. Н. Малиновской, И. Л. Нерсесовым, Г. И. Павловой, Т. Г. Раутиан, Ю. В. Ризничско, В. И. Халтуриньм).
 39. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов.— В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Труды Всесоюз. конф. по поляризационно-оптическому методу, Изд-во ЛГУ, 090, 1960 (совм. с Д. Н. Осокипой и И. М. Кузнецовой).
 40. Полимерные материалы с различными физико-механическими характеристиками для изучения напряжений оптическим методом.— Изв. высш. уч. зав., Химия и химич. технология, 3, № 1, 1960 (совм. с Н. А. Щеголевскон, Д. Н. Осокиной, С. И. Соколовым).
 41. Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформации при помощи растворов и гелей этилцеллюлозы. Коллоид, ж., 22, № 4, 434, 1960 (совм. с Д. Н. Осокиной, Г. В. Виноградовым и В. П. Павловым).
 42. Моделирование реологических процессов в твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений. Коллоид, ж., 22, № 5, 560, 1960 (совм. с Д. Н. Осокиной).
 43. Физическая теория образования тектонических разрывов. — В сб. «Проблемы тектонофизики», М., Госгеолтехиздат, 78, 1960.
 44. Моделирование тектонических процессов.— В сб. «Проблемы тектонофизики», М., Госгеолтехиздат, 1960.
 45. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. Неотектоника СССР, Рига, 191, 1961.
 46. Способ регистрации поляризационно-оптических явлений в оптически активных средах и устройство для его осуществления.— Авт. свид. № 143569. Бюлл. изобрет., № 24, 1961 (совм., с В. С. Шифманом и Д. Н. Осокиной).
 47. Тектонофизика и прогноз землетрясений.— Acta Technica, Acad. Sci Hungarical (Budapest). 37, Fass 3—4, 435, 1961.
 48. Проблемы магматизма и тектонофизика.— В сб. «Вопросы вулканизма». Труды I Всесоюз. вулканологического совещания. М., Изд-во АН СССР, 297, 1962.
 49. Новое направление изучения складок.— В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы, механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 289, 1962.
 50. Вариант сопоставления сейсмичности с тектоникой Венгрии.— Ann. Univers Scient Budapestinensis. Sect. Geologica (Budapest). 5, 55, 1962 (совм. с Г. П. Горшковым и Г. А. Шенкаревой).
 51. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями).— В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962 (совм. с Ма Цзинь).
 52. Современное состояние и перспективы развития тектонофизики.— В сб. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., 160, 1962.
 53. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария, ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 54. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1, М., Изд-во АН СССР, 37, 1963.
 55. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.— В сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 149, 1963.
 56. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В сб. «Проблемы магм и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 194, 1963.
 57. Способ получения оптически активного низкомодулярного материала. Авт. свид. № 154404 — Бюлл. изобрет., № 9, 1963 (совм. с Д. Н. Осокиной и Л. С. Гембицким).
 58. Перспективы тектонофизики.— В сб. «Деформация пород и тектоника». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4, М., «Наука», 1964.
 59. Градиент скорости новейших тектонических движений и его тектоническая

- интерпретация. — В сб. «Проблемы неотектоники». Тезисы докладов. М., 9, 1964.
60. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР.— В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964.
 61. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964 (совм. с В. В. Белоусовым).
 62. Градиент скорости движений, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени.— В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 30, 1967.
 63. Ташкентское землетрясение и методические основы обзорного сейсмического районирования Средней Азии. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. и его повторных толчков. Ташкент, 38, 1967 (совм. с В. И. Бунэ, Н. А. Введенской).
 64. Сейсмоструктурная карта Европы. ГУГК, «Наука», 1968 (большой коллектив авторов).
 65. Исследование поглощающих и упругих свойств горных пород акустическим методом. Труды VI Всесоюз. акустической конф., секция М., IV 7, М., 1968 (совм. с М. П. Воларовичем, А. И. Левыкиным, Д. Н. Осокиной).
 66. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с различными тектоническим режимом и сейсмичностью.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 17, 1968 (совм. с А. А. Никоновым).
 67. Методические основы обзорного сейсмического районирования.— В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 26, 1968 (совм. с В. И. Бунэ, Н. А. Введенской).
 68. Оценка сейсмической опасности по сейсмологическим данным. Гл. 11. Узбекистан.— В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 315, 1968 (совм. с Х. А. Атабаевым, Е. М. Бутовской, А. И. Захаровой, В. К. Иодко, Н. Н. Леоновым, П. Н. Николаевым, О. А. Рыжковым, Ю. П. Фленовым, М. Г. Фленовой).
 69. Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью.— В кн. «Проблемы современных движений земной коры». М., 405, 1969 (совм. с А. А. Никоновым).
 70. Корреляционная зависимость между декрементами затухания и модулями упругости горных пород.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 18, 1969 (совм. с М. П. Воларовичем, А. И. Левыкиным, Д. Н. Осокиной).
 71. Исследование затуханий упругих колебаний в горных породах и корреляция с модулями упругости (в связи с проблемой оценки вязкости горных пород). Материалы Всесоюз. симпозиума по проблемам реологии горных пород и релаксации твердых тел. Киев, «Наукова Думка», 105, 1969 (совм. с М. П. Воларовичем, А. И. Левыкиным, Д. Н. Осокиной).
 72. Корреляционная зависимость между затуханием упругих волн и сдвиговой вязкостью у реальных тел. Материалы Всесоюз. симпозиума по проблемам реологии горных пород и релаксации в твердых телах. Киев, «Наукова Думка», 115, 1969 (совм. с Д. Н. Осокиной).
 73. Развитие новых направлений в тектонофизике.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, 51, 1970.
 74. Тектонофизическая оценка напряжений в земной коре.— В сб. «Доклады Всесоюз. конференции по механике горных пород». Апатиты, 3, 1970.
 75. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре.— В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 5, 1971.
 76. Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряженное состояние. Труды VII конференции по поляризационно-оптическому методу исследования напряжений, IV. Таллин, 1971 (совм. с Д. Н. Осокиной, А. А. Ломакиным, В. В. Кудряшовой).
 77. Сейсмичность и сейсмическое районирование Средней Азии. Часть III, гл. 1.— В кн. «Ташкентское землетрясение». Ташкент, Изд-во «Фан» УзбССР, 347, 1971 (совм. с В. И. Бунэ, Н. А. Введенской, И. В. Горбуновой).
 78. Медленные деформации земной коры и их связь с землетрясениями на территории СССР. Тезисы доклада на XV Генеральной Ассамблее МГТС. М., 1971 (совм. с Л. А. Латыниной, А. Е. Островским, А. К. Певневым).
 79. Математика в геотектонике. М., «Недра», 240, 1972.
 80. Тектонофизические представления о напряженном состоянии земной коры. Современные проблемы механики горных пород. Материалы 4-й Всесоюз. конф. по механике горных пород. Л., «Наука», 1972.
 81. Энергетика тектонических процессов.— В сб. «Энергетика геологических и геофизических процессов». М., «Наука», 120, 1972 (совм. с А. В. Михайловой).
 82. Тектонические поля напряжений и очаги землетрясений.— В сб. «Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия», № 10, М., «Наука», 38, 1973.
 83. Энергия тектонических процессов в областях с различной сейсмичностью.— В сб. «Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия», № 10, М., «Наука», 56, 1973 (совм. с А. В. Михайловой).
 84. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования).— В сб. «Вопросы сейсмического режима». Кишинев, Изд-во «Штиинца», 1974 (совм. с Д. Н. Осокиной, А. А. Ломакиным, В. В. Кудряшовой).
 85. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры. Доклад

- на XV Генеральной Ассамблее МГТС.— Геотектоника, № 3, 45, 1973 (совм. с А. А. Никоновым).
86. Напряженное состояние земной коры в горных выработках по данным измерений и тектонофизического анализа. Доклад на XV Генеральной Ассамблее МГТС.— В сб. «Напряженное состояние земной коры». М., «Наука», 1973 (совм. с И. А. Турчаниновым, Г. А. Марковым, С. А. Батугиным, Н. П. Влох, Ю. К. Френзе, Ю. И. Чабдаровой, Д. М. Казикаевым).
 87. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования. Доклад на XV Генеральной Ассамблее МГТС.— Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 1973 (совм. с А. С. Григорьевым, О. И. Гуценко, А. В. Михайловой, А. А. Никоновым, Д. Н. Осокиной).
 88. Интерпретация современных движений тектонофизическими методами.— В сб. «Современные движения земной коры», № 5, Тарту, АН ЭстССР, 1973 (совм. с А. С. Григорьевым, О. И. Гуценко, А. В. Михайловой, А. А. Никоновым, Д. Н. Осокиной, В. В. Степановым, З. Е. Шахмурадовой).
 89. Тектонофизические методы реконструкции механизмов формирования складчатости и разрывных нарушений.— В сб. «Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР». М., «Недра», 1974 (совм. с А. С. Григорьевым, О. И. Гуценко, А. В. Михайловой, Д. Н. Осокиной).
 90. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1974.
 91. Пути математизации геотектонических обобщений. М., «Недра».
 92. Tectonic fields of stresses.— *Izvestia Acad. Sci. USSR ser. geophys.*, N 5, 390—410; N 6, 527—545, 1954.
 93. Tectonophysical foundation for geological criteria of seismicity I and II.— *Bull. Acad. Sci. USSR, ser. geophys.*, 2—3, Pergamon Press, 1957.
 94. The use of scale models in tectonophysics. *Internat. Geol. Rev.* 1, N 4, Washington, 1959.
 95. The modelling method in tectonophysics. *Nat. Res. Council Canada, Techn. Translation*, N 806. From: *Sovetskaia Geologia*, N 4, 53—72, 1958, *Transl. BV/E. R. Hope*, Ottawa, 1959.
 96. Method of modelling in tectonophysics. *UGGI. Assoc. seismol. et phys. de l'interior, dy la terre, ser. A, Travaux scient. fasc.* 20, Toulouse, 1959.
 97. Die Charakterisierung tektonischer Spannungsfelder in Verbindung mit Problemen des Gebirgsdruckes. *Freiberger Forschungsh.*, C. 81, Geophysik. Berlin. Acad. Verlag, 1960. (Mit I. M. Kuznetsova, D. N. Osokina).
 98. Tectonophysics and the forecast of earthquakes.— *Bull. Seismol. Soc. America*, v. 52, N 3, 485—505, 1962.
 99. Tectonophysics and the study of the upper mantle.— *Tectonophysics*, 1, N 4, 365—375, 1964.
 100. Experimental tectonics. *Physics and chemistry of the Earth's v. 6*, London, Pergamon Press, 1965 (With Belousov V. V.).
 101. Scheme of stress state of Earth's crust and energy of tectonic processes connected with upper mantle of USSR Territory.— *Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A, III*, N 90, Helsinki, 496—498, 1966.
 102. A state of stress in the Earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 14, 331—339, 1967.
 103. Slow deformations of the Earth's crust and their relation to earthquakes in the USSR.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 6, 235—240, 1972 (with L. A. Latynina, A. E. Ostrovsky, A. K. Pevnev).
 104. Tectonophysical characteristics of stresses slow deformation in the Earth's crust and the earthquake mechanism.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 6, 241—249, 1972 (with A. S. Grigoriev, O. I. Gushchenko, A. V. Mikhailova, A. A. Nikonov, D. N. Osokina).
 105. On tectonophysical interpretation of recent crustal movements. — *Tectonophysics*, 19, 1—19, 1973 (with A. A. Nikonov).
 106. Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust.— *Tectonophysics*, 18, 167—205, 1973 (with A. S. Grigoriev, O. I. Gushchenko, A. V. Mikhailova, A. A. Nikonov, D. N. Osokina).
 107. Problems in the interpretation of recent movements by the methods of tectonophysics. *Geodesy and Geophysics. Interhat. Simpos. Potsdam, 1974* (in print). (with A. S. Grigoryev, O. I. Gushchenko, A. V. Mikhailova, A. A. Nikonov, D. N. Osokina, V. V. Stepanov, Z. E. Shakhmuradova, N. Ju. Tsvetkova).

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

Разделы и главы книги	Источники	Авторы
Главы 1 и 2	[177, 185 гл. 1—3]	М. В. Гзовский
Главы 3—11	[195, гл. 16, 17, 19—21, 23—26]	М. В. Гзовский
Раздел В	[178; 195, стр. 197—206 гл. 36]	М. В. Гзовский
Глава 12	[180; 201, стр. 93—96]	М. В. Гзовский
Главы 13—19	[195, гл. 23—35; 37—40]	М. В. Гзовский
Главы 20, 21	[192а]	М. В. Гзовский
Глава 22	[207а; 195, гл. 32]	М. В. Гзовский, МаЦзинь М. В. Гзовский
Глава 23	[195, гл. 30]	М. В. Гзовский
Раздел Е	[187]	М. В. Гзовский
Глава 24	[183]	М. В. Гзовский
Глава 25	[194]	М. В. Гзовский
Глава 26	[94]	В. И. Бунэ, Н. А. Введенская М. В. Гзовский
Глава 27	Публикуется впервые	М. В. Гзовский, Н. Н. Леонов
Глава 28	[193]	М. В. Гзовский
Глава 29	[209, 210]	М. В. Гзовский, А. А. Никонов
Глава 30	[192]	М. В. Гзовский
Глава 31	Публикуется впервые	М. В. Гзовский, Д. Н. Осокина, В. В. Кудряшова, А. А. Ломакин
Глава 32	[803б]	М. В. Гзовский, И. А. Турчанинов, Г. А. Марков, С. А. Батугин, Н. П. Влох, Ю. К. Френзе, Ю. И. Чабдарова, Д. М. Казикаев
Глава 33	[200]	М. В. Гзовский
Глава 34	[208]	М. В. Гзовский, А. В. Михайлова
Глава 35	[199]	М. В. Гзовский
Глава 35	[203, 802а]	М. В. Гзовский, А. С. Григорьев, О. И. Гуценко, А. В. Михайлова, А. А. Никонов, Д. Н. Осокина

ОГЛАВЛЕНИЕ

Михаил Владимирович Гзовский	3
Предисловие	6

I. ИСТОРИЯ И ЗАДАЧИ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Введение	9
Глава 1. Основные этапы развития тектонофизики	11
Глава 2. Главные направления тектонофизических исследований.....	21

II. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

A. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 3. Общие представления о деформациях и напряжениях	28
Глава 4. Ползучесть горных пород	32
Глава 5. Упругость горных пород	43
Глава 6. Вязкость горных пород.....	48
Глава 7. Прочность горных пород	57

B. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Глава 8. Основные принципы моделирования тектонических явлений	72
Глава 9. Условия подобия	73
Глава 10. Эквивалентные материалы	88
Глава 11. Оптический метод изучения напряжений в моделях.....	94

III. ФИЗИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

V. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

G. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

Глава 12. Основные вопросы классификации разрывов	125
Глава 13. Теория деформации простого сдвига	138
Глава 14. Полевое изучение кулисообразных рядов трещин, связанных со сдвигом	149
Глава 15. Моделирование трещин, связанных со сдвигом.....	155
Глава 16. Полевое изучение крупных разрывов	167
Глава 17. Моделирование крупных разрывов	178
Глава 18. Влияние разрывов на напряжения	184
Глава 19. Результаты изучения крупных разрывов.....	190

D. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОВ.....

Глава 20. Новое направление изучения складок	196
Глава 21. Основные вопросы классификации складок.....	208
Глава 22. Моделирование складок поперечного изгиба	213
Глава 23. Моделирование складок продольного расплющивания и продольного изгиба	231

E. МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ТИПЫ ПОЛЕЙ

НАПРЯЖЕНИЙ	246
------------------	-----

IV. ТЕКТОНОФИЗИКА ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Глава 24. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности.....	260
Глава 25. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.....	283
Глава 26. Методические основы обзорного сейсмического районирования.....	308

V. ТЕКТОНОФИЗИКА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ

Глава 27. Принципы составления карт глубинно-структурного районирования земной коры	341
Глава 28. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях	348
Глава 29. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью	372
Глава 30. Проблемы магматизма и тектонофизика.....	385

VI. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭНЕРГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Глава 31. Моделирование напряженного состояния участков земной коры с учетом особенностей их строения	403
Глава 32. Анализ напряженного состояния в верхней части земной коры по измерениям в горных выработках	416
Глава 33. Возможности оценки тектонических напряжений в земной коре.....	424
Глава 34. Энергия тектонических процессов в сейсмически активных областях..	449

VII. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Глава 35. Развитие новых направлений в тектонофизике	460
--	-----

Литература	503
Список опубликованных работ М. В. Гзовского	530
Список источников	534

Михаил Владимирович Гзовский

ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

*Утверждено к печати ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О. Ю. Шмидта Академии наук СССР*

Редактор *Н. Э. Краснова*. Художник *Н. П. Николаев*
Художественный редактор *Н. Н. Власик*. Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 3/IX 1974 г. Подписано к печати 11/III 1975 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 49,7. Уч.-изд. л. 49,2.
Тираж 1800 экз. Т-03074. Тип. зак. 4283. Цена 3 р. 63 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10