

ПРОБЛЕМЫ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ПРОБЛЕМЫ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ

Ответственные редакторы

чл.-кор. АН СССР *Н. А. Логачев*, д-р геол.-мин. наук *С. И. Шерман*

3457



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981



Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматриваются теоретические вопросы формирования сдвигов и трансформных разломов, принципиальное отличие между ними в типе деформации литосферы, отличительные критерии сдвигов и трансформных разломов. Приведены новые результаты экспериментальных работ по процессам формирования сдвиговых зон на упруго-вязких моделях, показано влияние вязкости, скорости деформации на специфику развития сдвиговых зон, изучены поля напряжений в зонах динамического влияния сдвигов.

Рассмотрена трансасиатская субмеридиональная линейная система разрывов и пликтивных дислокаций, протягивающаяся от Верхоянья до Бирмы, с позиций новой глобальной тектоники анализируются структуры Центральной Азии и структурный контроль кайнозойского вулканизма, обсуждены аспекты анизотропии земной коры Байкальской рифтовой зоны, ее тепловой поток и их влияние и взаимосвязь с разломной тектоникой и сейсмичностью и некоторые другие.

Книга представляет интерес для специалистов по тектонике, тектонофизике, а также для геологов и геофизиков, интересующихся общими проблемами деструкции земной коры.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ

(вместо предисловия)

Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена актуальным проблемам разломной тектоники. Одной из них является проблема сдвигов. Внимание к ним всегда было достаточно серьезным, но оно значительно усилилось в связи с развитием концепции новой глобальной тектоники и выделением нового класса дизъюнктивных структур — трансформных разломов. Увеличилось в целом и количество разновидностей сдвигов, отличающихся друг от друга типом исходной деформации и механизмом образования. Эти особенности важны для понимания контролируемых сдвигами других геологических процессов, хотя до недавнего времени деталям механизма образования внешне однотипных разломов в геологии не придавали должного значения.

Очень остро в геотектонике стоит проблема взаимосвязи параметров геологических структур, в частности, параметров разломов и оценки нижней границы проникновения последних по комплексу признаков, проявленных на дневной поверхности. Существует несколько путей ее решения, ни один из которых пока что не дает однозначных результатов. Поиски новых подходов и совершенствование существующих методов изучения разломной тектоники — одна из актуальных задач геологического структурного анализа и тектонофизики, к решению которой надо подходить с числом и мерой, с позиций количественного описания и физического объяснения разломных ассоциаций и процессов их образования.

Идея числа и меры и физического объяснения различных сторон образования разломов объединяет практически все статьи сборника. Авторы ставили перед собой цель не только описать отдельные стороны процесса разломообразования, но и выразить его через параметры разломов или других структур и показать их количественные взаимоотношения, используя, в частности, аппарат математической статистики. В сборнике анализируется фактический материал одной территории — Байкальской рифтовой зоны.

Книга делится на две части. В первой части рассматриваются некоторые общие и теоретические проблемы формирования сдвиговых зон в литосфере Земли и обосновывается принципиальное отличие собственно сдвиговых зон в геологическом понимании этого термина от трансформных разломов. Приводятся результаты экспериментального моделирования сдвиговых зон на упруго-вязких моделях, оценены соотношения параметров, а также другие явления и их последовательность, сопровождающие

формирование сдвиговой зоны. Обсуждаются некоторые вопросы изучения структурной зональности разломов и оценки глубины их проникновения.

Вторая часть книги посвящена региональным проблемам разломной тектоники. Особый интерес здесь представляет выделение Трансазиатской субмеридиональной линейной системы разрывов и пликативных дислокаций, протягивающейся от Верхоянья до Бирмы и объясняющей, по мнению ряда исследователей, многие черты строения и развития земной коры в огромной полосе, охватываемой этой линейной системой, включая Байкальскую рифтовую зону. С позиций глобальной тектоники анализируются структуры Центральной Азии и их роль в контроле за проявлениями кайнозойского вулканизма. Приведены данные об анизотропии земной коры, ее влиянии на разломную тектонику и сейсмичность, об особенностях деструкции верхней хрупкой части земной коры и взаимосвязях параметров формирующихся здесь разломов. Исследован большой фактический материал по корреляционным связям теплового поля и разломов в Байкальской рифтовой зоне. Для этой же зоны охарактеризованы движения земной коры — голоценовые и неоген-четвертичные, их влияние на современные геодинамические процессы и сейсмичность, на активность разломов, а выводы представлены в математической форме и подтверждены серией корреляционных зависимостей.

В целом, благодаря четкому проведению основной линии — мера и число в описании и анализе разломной тектоники, — книга получилась тематически цельной. Все статьи написаны достаточно объемно, и читатель найдет в них необходимую систему доказательств.

Книга, несомненно, интересна и полезна широкому кругу специалистов по общим проблемам тектоники, разломообразования, а также региональной тектоники Центральной Азии.

Чл.-кор. АН СССР Н. А. Логачев

ОБЩИЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

С. И. ШЕРМАН

СДВИГИ И ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ЛИТОСФЕРЫ

(*тектонифизический анализ проблемы*)

В последние годы при исследовании разломов внимание акцентировалось на их морфологогенетической классификации. Обнаружилось, что сдвиги среди разломов наиболее распространены. Даже в таких классических по геотектоническому режиму развития структурах растяжения, как рифтовые зоны, сдвиги или сдвиго-сбросы играют ведущую роль. Дно океана также «насыщено» сдвиговыми структурами, среди которых обнаружены разновидности, не совсем точно укладывающиеся в сложившееся у геологов понятие сдвиг. В частности, у таких сдвигов на концах вместо постепенного затухания амплитуды смещения и перехода в зону повышенной трещиноватости фиксировались резкие трансформации в другие структуры. Названную разновидность сдвигов Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] предложил назвать трансформными разломами. Первоначально их выделяли только в океанической коре.

Изучение трансформных разломов шло параллельно с развитием новой глобальной тектоники и способствовало ему. Было установлено, что трансформные разломы — одна из трех принципиальных разновидностей границ между плитами. Интерес к трансформным разломам повысился. Их стали выделять в структурах континентов, чему способствовала одна из специфических черт трансформных разломов — их поперечное расположение к срединно-океаническим хребтам и рифтовым зонам, большая протяженность и другие признаки. К классу трансформных стали относить и некоторые континентальные сдвиги, расположенные поперек главной тектонической структуры. К сожалению, этот процесс не ограничился крупными сдвигами, и к числу трансформных стали относить поперечные сдвиги регионального и даже более локального значения. При определении сдвигов геометрические (поперечные) соотношения превалировали над генетическими. Одним из первых обратил на это внимание Р. Френд [Freund R., 1974].

В настоящее время в геологической литературе с одинаковой значимостью и частотой практически на равных основаниях используются термины *сдвиг*, *трансформный* и *поперечный разлом*, причем два последних часто употребляются как синонимы. Правила классификации естественных объектов здесь грубо нарушены: последовательно изменяется критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур, вносится неопределенность в собственно генетическую нагрузку терминов, механизм образования структур и энергетический источник их развития.

Принимая во внимание широкое развитие сдвиговых структур в литосфере, их большую значимость и, следовательно, важность правильной и однозначной интерпретации наблюдаемых фактов, автор нашел необходимым более подробно рассмотреть их механизм формирования и выделить критерии для морфологогенетической классификации.

СДВИГИ

Определение и классификация. К сдвигам относят группу разрывов, у которых смещение происходит по простиранию сместителя. Заметим, что это определение достаточно широко и включает и собственно транс-

формные разломы. К сожалению, в геологии сохраняется традиция использования уже принятых терминов, что не всегда соответствует современному уровню знаний.

По направлению относительного смещения крыльев сдвиги делятся на правые (дальнее от наблюдателя, стоящего перпендикулярно сместителю, крыло смещено вправо) и левые (соответственно наоборот); по протяженности они разделяются на локальные, региональные, генеральные и более крупные глобальные. Критерием отнесения к тому или иному рангу служит длина сдвига и ее отношение к мощности коры. Региональные сдвиги соизмеримы с мощностью коры, локальные меньше ее, генеральные по длине превышают мощность коры в два раза и более. С длиной тесно коррелирует и глубина проникновения сдвигов. Как правило, генеральные и глобальные сдвиги секут всю земную кору и даже литосферу и являются, в свою очередь, разновидностью глубинных разломов. По морфологии и структуре генеральные и глобальные сдвиги представляют собой сдвиговые системы, так как состоят из серии сближенных региональных или локальных сдвигов

Ряд исследователей [Муди Дж., Хилл М., 1960; Павлинов В. Н., 1977; и др.] считают сдвиги господствующим типом разрывов в земной коре. С этим следует согласиться, особенно если принять во внимание близкую к ним, по существу, группу переходных разновидностей разломов типа сбросо- и взбросо-сдвигов.

Общая характеристика. Геология сдвиговых зон достаточно хорошо описана в литературе. Образцами изученности и эталонами сдвигов являются Таласс-Ферганский, Главный Саянский разлом, Монголо-Охотский, Урало-Тяньшанский, Азорско-Гибралтарский, Грейт-Глен и др. Наиболее хорошо изучен современными геологическими, геодезическими и геофизическими методами разлом Сан-Андреас — один из самых крупных сейсмически активных сдвигов Земли. Сейчас он трактуется как трансформный разлом.

Изучение сдвигов разных рангов выявило четкое их различие. Сдвиговые трещины и локальные сдвиги хорошо выражены в обнажениях, на аэрофотоснимках и великолепно картируются. Региональные и генеральные сдвиги представляют собой сочетание групп или систем одиночных сдвиговых трещин или разрывов. Они хорошо проявляются при мелко-масштабном картировании, на космических или других дистанционных снимках.

Подробное исследование сдвигов провели Дж. Муди и М. Хилл (1960). Они разработали ранговую и иерархическую схему соотношения между направлением одного из главных нормальных напряжений в коре, главной сдвиговой зоной и сопряженными с ней структурами других более высоких порядков. При этом ученые опирались на теоретическую модель Г. Мак Кинстри [McKinstry H. E., 1953], в которой динамическая обстановка в крыльях разлома тождественна динамической ситуации в пластине, находящейся между двумя смещающимися плоскостями. Все различие между сдвигами и сопряженными с ними структурами они видели только в масштабности проявления дислокаций. Авторы в едином региональном поле напряжений выделяли сдвиги первого порядка, сопряженные с ними другие структуры, в том числе сдвиги второго порядка, сопряженные с последними структуры, в том числе сдвиги третьего порядка и т. д. Накопившийся геологический материал показывает, что амплитуды сдвигов (в континентальной коре) по простиранию меняются, и сопряженные со сдвигами структуры имеют не столь идеальную картину. Передко хорошо изученные крупные сдвиговые зоны практически не имеют необходимых по схеме Дж. Муди и М. Хилла структур оперения.

Дж. Муди и М. Хилл составили одну из первых основ системного анализа сдвигов, которая сыграла неоценимую роль в изучении сдвиговой тектоники Земли. Авторы не придавали значения тому факту, что и по

строению, и по механизму образования локальные и генеральные сдвиги существенно различаются между собой. Между тем физика процесса образования даже этих двух различающихся только по масштабам проявления разновидностей единой группы разрывов различна. Дело в том, что генеральные сдвиги секут всю кору или литосферу, локальные проникают только на определенную глубину. Механизм сдвижения здесь совершенно различен. Прежде чем более детально рассматривать эти вопросы, суммируем некоторые общие геологические признаки сдвигов.

1. Сдвиги развиваются, как правило, двумя сопряженными системами. Наиболее хорошо эта закономерность выражена у сколовых трещин в обнажениях. С увеличением размеров сдвигов одна из сопряженных систем практически не развивается.

2. Длина сдвигов по простиранию изменяется от сантиметров (небольшие сколовые трещины в обнажениях) до тысяч километров. Отношение длины сдвига к мощности коры или литосферы может изменяться от 0 до $10 \div 100$.

3. Амплитуды смещения сдвигов a имеют конечную величину и связаны с их длиной L зависимостью $a = kL^b$, где k и b — коэффициенты пропорциональности, соответственно численно равные 0,01—0,08 и 0,8—1,2 [Шерман С. И., 1977]. Амплитуда сдвигов максимальна в центральной части (0,1 длины сдвига [Ружич В. В., Шерман С. И., 1978]) и постепенно снижается до нуля на их окончаниях.

4. Глубина проникновения локальных и региональных сдвигов коррелирует с их длиной и, как правило, не превышает половины мощности коры, вовлеченной в деформацию. Сдвиг может расщепить и весь объем вовлеченной в деформацию коры, что характерно для их генеральных разновидностей, когда сопряженная с ними другая система сдвигов практически не развивается. При этом наиболее вероятна внутрикоровая переориентировка напряжений, и сдвиги на глубине переходят в сбросы [Шерман С. И., 1977].

Ограниченность амплитуды сдвигов, ее изменение по простиранию накладывают определенные рамки на широкое практическое использование теоретической схемы сдвигов и сопряженных с ними структур более высоких порядков, разработанной Дж. Мууди и М. Хиллом (1960).

5. Сдвиги, образованные в едином поле напряжений, субпараллельны и имеют общие параметры. Расстояние между сдвигами коррелирует с их длиной и толщиной (мощностью), вовлеченной в деформацию частью коры или литосферы. Поскольку параметры у такой системы сдвигов идентичны, шаг внутри системы сдвигов сохраняет постоянную величину. Такая система разломов хорошо выражается на геологической карте.

Перечисленные основные признаки сдвигов наиболее существенны при анализе механизма их образования. Физика процессов формирования крупных сдвигов еще не изучена.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ

Определение и классификация. Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] обратил внимание на серию сдвигов, закартированных на океаническом дне, для которых амплитуда смещения по простиранию не изменялась. Более того, эти сдвиги по простиранию не выклинивались и затухали, а резко переходили в другого типа структуры сжатия или растяжения. Выражаясь словами Д. Уилсона, они внезапно прерывались. Следуя принятой в геологии системе понятий, подобные разломы уже нельзя называть сдвигами, хотя физический процесс разрушения, как увидим ниже, у них практически тот же. Ограниченный геологическими рамками мышления, Д. Уилсон [Wilson G. T., 1965] предложил сдвиговые разломы, по которым смещение внезапно прекращается или изменяет характер и направление

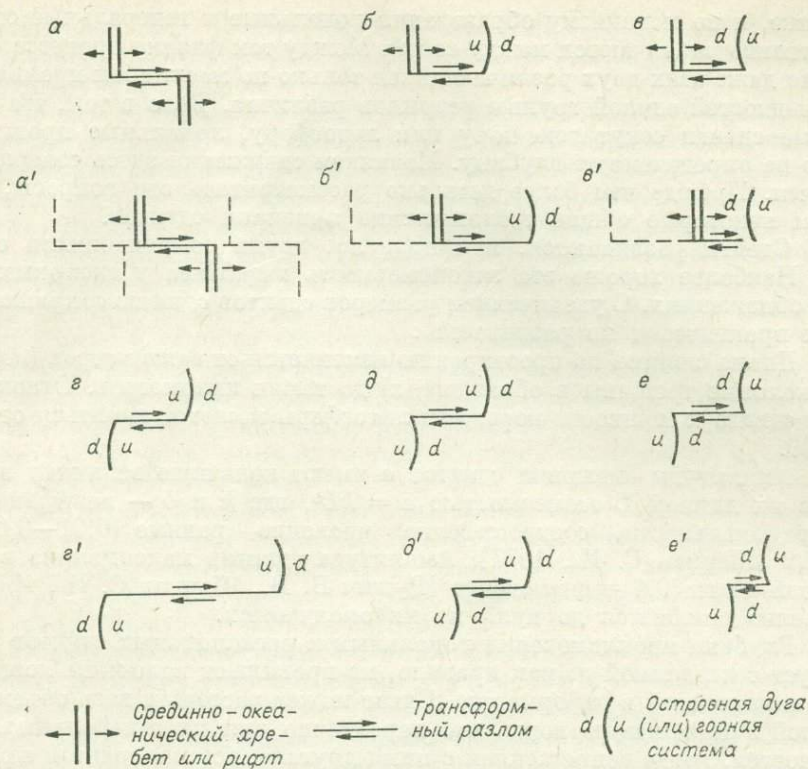


Рис. 1. Типы правосторонних трансформных разломов в момент активизации (а — е) и после некоторого периода их развития (а' — е') [по Wilson G. T., 1965].

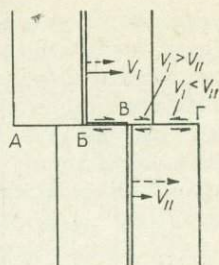
Генетические типы трансформных разломов: а — хребет — хребет (рифт — рифт); б — хребет (рифт) — вогнутая дуга; в — хребет (рифт) — выпуклая дуга; г — вогнутая дуга — вогнутая дуга; д — вогнутая дуга — выпуклая дуга; е — выпуклая дуга — вогнутая дуга. d — поддвижение, u — надвижение.

ние и трансформируется в другой тип геологических структур, называть трансформными. Таким образом, трансформные разломы — это особая разновидность широкого класса сдвигов в литосфере Земли.

Трансформные разломы классифицируются, во-первых, по направлению относительного движения блоков (на право- и левосторонние) и, во-вторых, по комплексу структур трансформации, развиваемых на концах разломов. По последнему критерию выделяют 12 типов трансформных разломов (рис. 1). Различия между отдельными типами могут показаться, на первый взгляд, незначительными, если не учитывать вариаций в характере их развития. Оно заключается в том, что в зависимости от «соединяемых» структур трансформные разломы могут либо расти по простиранию, либо уменьшаться, либо в течение определенного периода оставаться неизменными. Весьма существенно (см. рис. 1, а, а'), что направление движения по трансформным разломам иногда противоположно тому, какое необходимо для привычного в геологии сдвигового перемещения.

В. Г. Казьмин (1978) рассмотрены случаи, когда характер сдвига вдоль одного и того же трансформного разлома изменяется (рис. 2). Это связано с различной скоростью смещения сегментов, приводящей к тому, что по активной континентальной составляющей трансформного разлома относительное смещение маркеров будет «противоположным» по сравнению с его пассивной частью. Правый трансформный разлом в своей активной части между двумя рифтами может продолжить активным левым сдвигом. Это весьма важное наблюдение В. Г. Казьмина расширяет наши представления о кинематике подвижек трансформных разломов на конти-

Рис. 2. Вариации движений по трансформному разлому типа хребет — хребет (рифт — рифт) по В. Г. Казьмину (1978). V_I , V_{II} — скорости расширения в разных блоках. Полустрелки показывают характер относительного перемещения в крыльях разломов, стрелки сплошные и штриховые — векторы скоростей. А, Б, В, Г — литосферные блоки.



континентальной коре. Рассмотренный случай, скорее всего, типичен для дистальных окраинных частей рифтовых зон, под которыми более резко выражена дифференциация скоростей подкорового конвекционного потока.

Эти, казалось бы, несущественные факты отражают принципиальную разницу в способе приложения нагрузки и последующего разрушения литосферы при образовании собственно сдвигов и трансформных разломов.

Выделение трансформных разломов не является неожиданно новым фактом для геологии. Такие разломы были известны и до исследований Д. Уилсона [Wilson G. T., 1965]. Его же заслуга в том, что он дал принципиально новую интерпретацию кинематики движения вдоль некоторых сдвигов, энергетическим источником которого мог служить только мантийный конвекционный поток.

К моменту появления статьи Д. Уилсона очень активно возрождалась концепция подвижности плит литосферы — новая глобальная тектоника. Она во многом способствовала внедрению идей Д. Уилсона в жизнь, поскольку трансформные разломы — одна из трех разновидностей межплитных границ. В свою очередь, концепции тектоники плит способствовали более глубокому генетическому пониманию процессов, связанных с формированием трансформных разломов. Как отмечает Д. Уилсон, «если данный класс разломов не был распознан и определен ранее, то только потому, что при обсуждении механизма разломообразования всегда молчаливо допускалась сплошность и неподвижность раскалывающегося субстрата» [Wilson G. T., 1965]. Поэтому механизм формирования трансформных разломов несколько иной, их сдвиговый характер имеет совершенно иную природу.

Рассмотрим основные геолого-геофизические критерии трансформных разломов, важные для понимания и оценки динамики их формирования.

Общая характеристика. В структуре поверхности зона трансформного разлома выражается впадиной, обрамленной выступами фундамента. Внутреннее строение впадины может быть простым или более сложным, что зависит от деталей развития подвижек вдоль разлома (рис. 3). Нередко это эшелонированное расположение мелких депрессий и поднятий, отражающих сдвиговую природу генеральной структуры. Основной желоб, совпадающий с осевой частью трансформного разлома, чаще всего прослеживается очень хорошо. Его ширина не превышает 10 км, а поперечные размеры всей зоны динамического влияния разлома достигают 30—40 км. С увеличением мощности коры ширина зоны динамического влияния разлома увеличивается. Это хорошо видно при сравнении трансформных разломов океанической и континентальной коры.

Обобщение материалов по геоморфологическому строению трансформных разломов океанической коры [Ле Пшон К. и др., 1977] позволяет выделить среди них две разновидности: с глубинными желобами и без них. Трансформные разломы акватории Тихого океана, как правило, имеют хорошо выраженные глубокие желоба; разломы же Атлантического и Индийского океанов не сопровождаются подобными геоморфологическими образованиями. Различие объясняется существенной разницей в скорости спрединга по обе стороны от трансформного разлома, что влечет за собой увеличение его активной зоны за пределы срединного хребта и соответственно развитие желоба. В Атлантическом и Индийском океанах различия в скорости расширения невелики, что не способствует удлинению активной части трансформных разломов.

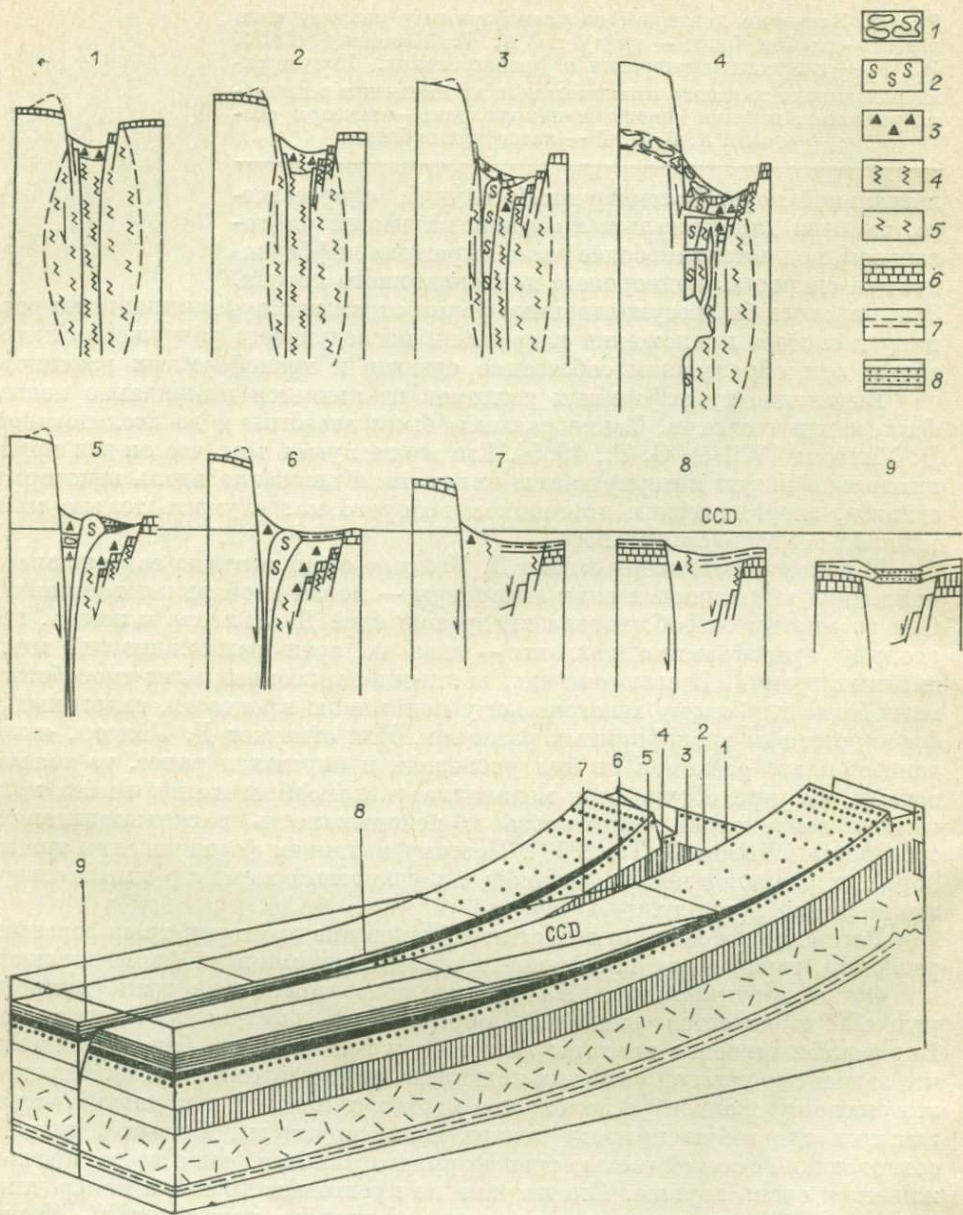


Рис. 3. Блок-диаграмма принципиального строения зоны трансформного разлома (внизу) и геологические разрезы (сверху) [по De Long S. E. e. a., 1979]. Привязка разрезов к блок-диаграмме показана цифрами.

1 — подушечные лавы; 2 — серпентиниты, 3 — склоновая брекчия; 4, 5 — деформации, связанные со смещением по простиранию (сдвиговым смещением) (4), и со смещением по падению (сбросовым смещением) (5); 6 — карбонатные осадки; 7 — кремнистотерригенные осадки; 8 — турбидиты континентальных окраин.

Развитие идей новой глобальной тектоники и исследование трансформных разломов дало основание К. Ле Пшону с соавторами (1977) рассматривать их как одну из трех разновидностей границ литосферных плит — консервативную границу, вдоль которой происходит скольжение края одной океанической литосферной плиты относительно другой без наращивания или сокращения коры.

Более поздние исследования [Казьмин В. Г., 1978; Шерман С. И., Леви К. Г., 1978; и др.] показали, что трансформные разломы развиваются

в континентальных рифтовых зонах. Однако проявление трансформных разломов на континентальной коре более сложное, не всегда четко выраженное. Это объясняется тем, что кроме «идеальных» трансформных разломов, которые разграничивают простое скольжение края одной литосферной плиты относительно другой, имеются разновидности, когда помимо главной составляющей скольжения присутствует еще поддвигающая или раздвигающая. В силу этого увеличивается число разновидностей кинематических форм трансформных разломов. На него обратили внимание С. А. Ушаков и другие (1977) при геодинамическом анализе поля Δg_{ϕ} над главными типами трансформных разломов. При «раздвигающих» и «идеальных» трансформных разломах поле Δg_{ϕ} является изостатически уравновешенным, когда же имеет место поддвигающая составляющая движения краев, фиксируется изостатическая неуравновешенность. Это необходимо учитывать при количественной геологической интерпретации поля Δg_{ϕ} . Естественно, собственно сдвиги в коре таких эффектов не дают.

Необходимо отметить еще один очень важный фактор характеристики трансформных разломов — сейсмичность. Почти все землетрясения на срединно-океанических хребтах приурочены к гребням хребтов и к секциям их участкам трансформных разломов [Айзекс Б. и др., 1974]. Механизм очагов землетрясений в активных частях зон трансформных разломов имеет сдвиговую природу, растягивающие и сжимающие напряжения ориентируются в субгоризонтальных плоскостях. Сдвиговое поле напряжений — одна из самых характерных особенностей активных частей трансформных разломов. Аналогичная картина напряженного состояния типична и для континентальной коры. В Байкальской рифтовой зоне фиксируется приуроченность наиболее сильных землетрясений к развивающимся на ее флангах трансформным разломам [Шерман С. И., Леви К. Г., 1978]. Механизм очагов здесь имеет раздвиго-сдвиговую природу [Мишарина Л. А., Солопенко Н. В., 1977], что хорошо согласуется с «неидеальными» трансформными разломами океанической коры, краткая характеристика которых дана С. А. Ушаковым и др. (1977).

Исследования сейсмической активности в зоне трансформного разлома Чарли-Гиббса показали ее прерывистый характер со средней периодичностью 13 лет [Kanamori H., Stewart G. S., 1976]. При этом общее смещение по разлому составило 170 см, которое накопилось за 5 землетрясений с 1923 по 1974 г. и соответствует скорости скольжения 2,6 см/год. Смещение по разлому Чарли-Гиббса происходит толчками. Характерно и очень важно, что средняя скорость сейсмического скольжения согласуется со скоростью расширения морского дна в северной части рифтовой зоны Атлантического океана. Таким образом, подвижки по трансформным разломам согласуются с движениями на других сопредельных границах плит. В целом же сейсмическая активность хребтов ниже в сравнении с зонами трансформных разломов.

Очень важное свойство трансформных разломов (тесно связанное с механизмом их образования, о чем ниже будет сказано) — их поперечное ортогональное расположение к структурам сжатия или растяжения — привело к тому, что часто серию поперечных сдвигов в континентальной коре называют трансформными разломами, т. е. понятия *трансформный* и *поперечный* используются как синонимы. Как сдвиги, так и трансформные разломы (последние чаще всего) могут быть поперечными к любой другой структуре, которая по тем или иным критериям принята за основную, главную. Но эти определения никак нельзя считать синонимами.

Неупругое поведение литосферы близ расходящихся краев океанических плит допускает отклонение от ортогональности между трансформными разломами и рифтовыми зонами [Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., 1978]. В континентальных рифтовых зонах трансформные разломы также нередко отклоняются от ортогональности из-за влияния структуры «до-трансформного», более древнего субстрата [Казьмин В. Г., 1978; Шер-

ман С. И., Леви К. Г., 1978]. Косое и наклонное развитие допускается и в теоретических, и в экспериментальных построениях, посвященных механизму развития трансформных разломов. Существующая путаница в геологической классификации сдвигов, трансформных и поперечных разломов отражает совершенно различные критерии подхода к подобным структурам.

Несколько слов о параметрах трансформных разломов. Наиболее характерный и важный из них — амплитуда смещения. Если у сдвигов она к концам затухает, то у трансформных разломов одинакова на всем простирании. Частичное исключение составляют окончания разломов типа дуга — дуга, или рифт — дуга, когда движения трансформируются в зоны сжатия. Здесь принимает участие пластическая составляющая общей деформации, вносящая некоторые искажения в относительные амплитуды движения. В отличие от сдвигов между амплитудой смещения и длиной у трансформных разломов никакой взаимосвязи нет. В пределе амплитуда смещения может быть соизмерима с длиной трансформного разлома. К. Ле Пшон с соавторами (1977) отмечают, что протяженность зон трансформных разломов обнаруживает некоторую корреляцию с амплитудой смещения. Корреляция длины и амплитуды смещения может наблюдаться только в инициальные стадии развития разлома, когда еще не началась трансформация движений.

Вопрос о глубине проникновения трансформных разломов не возникает. Они являются сквозными структурами, секущими всю литосферу. По вертикальному разрезу трансформного разлома изменяется физическое состояние вещества литосферы. В пределах большей части сечения коры происходит хрупкое или квазихрупкое разрушение, в нижней части коры и верхней мантии смещение по трансформному разлому, скорее всего, представляет собой пластическое течение вещества. Естественно, сдвиговая природа всей зоны трансформного разлома от этого не меняется.

Ширина динамического влияния зон трансформных разломов в отличие от сдвигов незначительна и ограничена первыми десятками километров.

Вопрос о густоте трансформных разломов не рассмотрен в литературе. Имеющийся геологический материал показывает, что они располагаются достаточно редко. Теоретическим пределом их сгущения может быть состояние, численно равное мощности смежных литосферных плит.

Таким образом, трансформные разломы существенно отличаются от геологических сдвигов по целому ряду признаков. Объяснение критериев различия кроется в принципиально разном способе приложения динамических нагрузок при механизме формирования этих структур.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ СДВИГОВ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Тектонические силы, воспринимаемые земной корой или литосферой в целом, представляют собой объемные силы, действующие на каждый элемент объема. Они являются распределенными, т. е. приложены непрерывно на некоторой площади сечения литосферы. Как правило, тектонические силы статические по характеру действия и постоянные во времени. Вызываемые этими силами основные типы деформаций делятся на простые (растяжение, сжатие, перерезывание, или срез, кручение и изгиб) или сложные (сочетание двух или более простых деформаций).

При формировании сдвигов на первый план выступают касательные напряжения, хотя деформация сдвига как таковая непременно сопровождается деформациями растяжения и сжатия.

Несколько опережая изложение материала, необходимо заметить, что сдвиги (в геологическом понимании этого термина) возникают в условиях простых деформаций растяжения и сжатия; трансформные разломы представляют собой деформацию перерезывания или среза. Более глубокие

Способ приложения тектонических сил	Основной тип деформаций	Эпюры главных напряжений в вертикальном и горизонтальном сечениях	Способ приложения тектонических сил	Основной тип деформаций	Эпюры главных напряжений в вертикальном и горизонтальном сечениях
А. Энергетический источник под литосферой			Б. Энергетический источник в литосфере		
	Сжатие			Продольное сжатие	
	Изгиб			Продольное растяжение	
	Изгиб			Сжатие	
	Растяжение			Растяжение	
	Срез				

Рис. 4. Способы приложения тектонических сил к литосфере и основные типы возникающих деформаций.

причины возникновения в литосфере тех или иных видов деформации заключаются в специфике приложения тектонических сил. Как правило, энергетический источник тектонических сил может лежать в коре, в целом в литосфере или под ней. Если источник сил лежит в коре или литосфере, он в окружающем его пространстве может вызвать сжатие или растяжение. Если источник сил лежит под литосферой, то в зависимости от способа приложения сил к «жесткой» литосфере она может деформироваться на растяжение, сжатие, срез и изгиб (рис. 4).

Рассмотрим основные типы деформаций и виды разрушений (разломов), а также физические условия формирования сдвигов при различном положении источника тектонических сил.

Если источник тектонических сил лежит в литосфере или коре, это означает, что к смежной территории по всему вертикальному сечению коры или литосферы приложена равномерная статическая нагрузка. Она может «сжимать» или «растягивать» весь вовлеченный в процесс объем коры или литосферы. Физические условия формирования сдвигов, а также другие виды разрушения в этом случае наиболее удобно рассматривать на примере разложения векторов сил, действующих на элементарный куб (рис. 5, а). На рис. 5 показано теоретическое направление сдвигов в условиях сложного напряженного состояния, когда $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$. Сдвиги вызываются действием касательных напряжений τ .

В общем виде касательные напряжения τ_α на площадке, наклоненной под углом α к действию нормальных напряжений σ , равны

$$\tau_\alpha = \frac{1}{2} \sigma \cdot \sin 2\alpha. \quad (1)$$

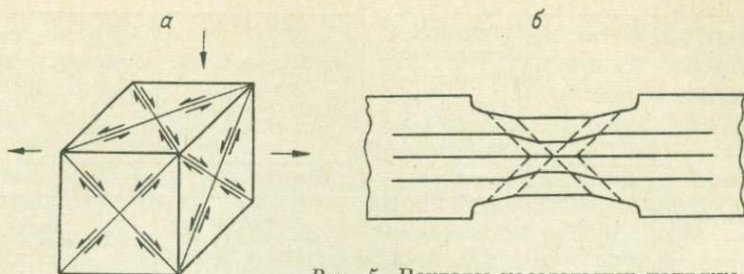


Рис. 5. Векторы касательных напряжений, возникающих в элементарном кубе в условиях сложного напряженного состояния (а). Образование сдвигов в условиях растяжения образца из упруговязкого материала. Сплошные линии первоначально были прямыми (б).

Максимальная величина касательных напряжений возникает на площадке, наклоненной под углом $\alpha = 45^\circ$, и равна

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2} \sigma. \quad (2)$$

На взаимно перпендикулярных площадках касательные напряжения равны и направлены всегда к ребру или от ребра пересечения этих площадок. Если два главных нормальных напряжения равны по модулю и противоположны по знаку, а промежуточное главное напряжение $\sigma_2 = 0$ (что не характерно для литосферы), возникает напряженное состояние чистого сдвига. В этом случае максимальное касательное напряжение τ_{\max} оценивается как

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha, \quad (3)$$

но $\sigma_1 = -\sigma_3$ для чистого сдвига и

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \sin 2\alpha = \sigma \sin 2\alpha, \quad (3a)$$

при $\alpha = 45^\circ$

$$\tau_{\max} = \sigma_1 = -\sigma_3. \quad (4)$$

Так как

$$\sigma_\alpha = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha \quad (5)$$

[Беляев Н. М., 1967] при $\alpha = 45^\circ$ $\sigma_\alpha = 0$, на площадках действия максимальных касательных напряжений нормальные напряжения отсутствуют. Таким образом, чистый сдвиг — единственный случай плоского напряженного состояния, при котором через точку можно провести две взаимно перпендикулярные площадки с неравными нулю касательными напряжениями, но свободными от нормальных напряжений. Последнее означает, что сопряженных с чистым сдвигом структур, обязанных нормальным напряжениям, вокруг него возникнуть не может.

Физической мерой деформации сдвига служит угол сдвига γ . В известных пределах, зависящих от свойств материала, между углом сдвига γ и касательными напряжениями τ существует зависимость (закон Гука)

$$\tau = G\gamma, \quad (6)$$

где G — модуль сдвига или жесткость.

Поскольку источник тектонических сил располагается в литосфере, касательные напряжения в ней могут возникнуть только в результате разложения главных нормальных напряжений. Отсюда при формирова-

нии сдвигов касательные напряжения всегда меньше нормальных и лишь в исключительном случае $\tau = \sigma$.

Прочность горных пород на растяжение в $8 \div 10$ раз ниже, чем на сжатие. Максимальные напряжения в литосфере при растягивающем поле напряжений будут в целом в $5 \div 10$ раз ниже по сравнению с максимально возможным сжимающим полем. Отсюда ниже в целом и касательные напряжения, возникающие в зонах растяжения земной коры как результат разложения главных нормальных напряжений. По этой причине возникновение сдвигов в литосфере затруднено, причем особенно в зонах растяжения литосферы.

Принятая схема, в которой развитие сдвига в литосфере моделируется разрушением элементарного куба, дает объяснение ряду геологических закономерностей сдвигов и рождает некоторые проблемы, не всегда аргументированно решаемые собственно геологическими методами. При использовании закономерностей разрушения твердого тела под действием главных напряжений в условиях деструкции земной коры необходимо учесть следующие.

1. Пересечение двух систем сколовых трещин и, следовательно, их равнозначное развитие — картина идеальная. Она может фиксироваться в лучшем случае только в обнажениях и отражать развитие коротких, очень высокого порядка, сколовых трещин. В природных условиях развивается только одна система трещин, другая — может лишь намечаться. Эксперименты по моделированию процесса хрупкого разрушения образцов горных пород при сжатии подтверждают геологические наблюдения и указывают на относительное небольшое запаздывание развития одной системы трещин по отношению к другой. Этот процесс удачно отобразил Р. Френд [Freund R., 1974].

2. Поскольку касательные напряжения в рассматриваемой модели образуются в результате разложения главных нормальных напряжений, а в глубинах литосферы напряжения растяжения являются понятием условным, формирование сдвигов в литосфере происходит главным образом в условиях сжатия и сопровождается значительным трением. Так как касательные напряжения, вызывающие локальные сдвиги, разложить на новые составляющие уже нельзя, опережающие сдвиг структуры образуются за счет деформаций, вызванных силами трения. (В этом, в частности, наши представления существенно отличаются от схемы сдвиговой тектоники Дж. Муди и М. Хилла (1960), многократно и последовательно разлагающих главный вектор сжатия на все меньшие и меньшие составляющие.) Поэтому сдвиги, образованные в условиях растяжения коры, будут несколько отличаться от сдвигов, образованных в условиях сжатия коры. Различие должно заключаться как в степени развития опережающих структур, так и в комплексе других геолого-тектонических процессов.

При этом особое внимание заслуживает факт изменения морфолого-кинематической характеристики сдвига по падению.

Рассматриваемая схема модели сдвига показывает, что даже если сжатие или растяжению подвергается вся кора или литосфера, сдвиги редко проникают на всю ее глубину. Причина ограниченности распространения сдвигов на глубину практически не рассмотрена в геологии. Для такого анализа нет эмпирических данных.

Модель разрушающегося под давлением куба показывает, что в его центре практически сколовые системы трещин не пересекаются, и здесь, как правило, остается «не нарушенная» пирамидка. К центру куба уменьшается и амплитуда сколовых трещин. Эксперименты показывают отличающуюся от теоретической модели картину. Для геологической ситуации необходимо использовать ту часть наблюдений, из которых следует, что разрушающие образец сколовые трещины, во-первых, проникают до его центральной части и, во-вторых, соответственно по падению и простираению уменьшают свою амплитуду.

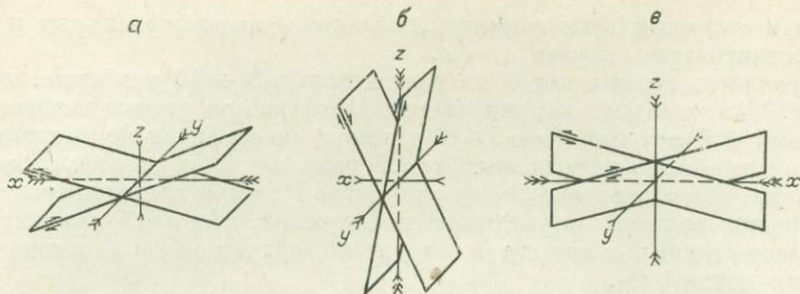
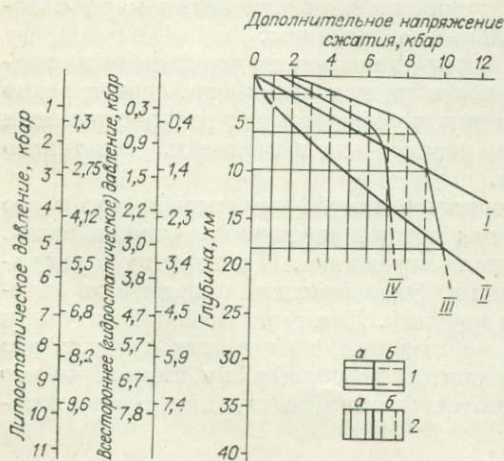


Рис. 6. Разделение разрывов на три класса по Е. Андерсону в зависимости от ориентации главных напряжений в земной коре.
 а — надвиги ($x > y > z$); б — нормальные сбросы ($x > z > y$); в — сдвиги ($x > y > z$).

Таким образом, сдвиги, формирующиеся в условиях сжатия или растяжения литосферы, проникают примерно до середины области деформации и имеют изменяющуюся по простиранию и падению амплитуду.

Природная картина сложнее. Для объяснения теоретической ориентировки разрывов, в частности, сдвигов на глубине Е. М. Андерсон [Anderson E. M., 1951] предложил довольно наглядную схему, поясняющую зависимость между соотношением главных напряжений и морфогенетическим типом разломов земной коры (рис. 6). Предложенную схему удобно использовать, если исследователю известно качественное соотношение главных нормальных напряжений при соответствующей тектонической обстановке.

В условиях литосферы с увеличением глубины увеличивается литостатическое давление. Даже при неизменном тектоническом давлении из-за увеличения литостатического давления с глубиной изменяется качественное соотношение главных нормальных напряжений. Переориентировка вызывается увеличением литостатического давления, которое растет пропорционально глубине, и относительным постоянством тектонических напряжений, величина которых определяется энергетическим источником и ограничивается максимальной прочностью горных пород. Величины последней даже в условиях вестороннего давления не превышают 8—10 кбар. Отсюда определенные ограничения, накладываемые свойствами коры на возможность передачи тектонических напряжений, а следовательно, и лимитизация колебаний значений главных нормальных напряжений, вызывающих сложное напряженное состояние при $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$. Происходит, как показано нами ранее [Шерман С. И., 1977], изменение морфогенетической характеристики разрыва. Надвиг, например, с глубиной переходит в сдвиг, а сдвиг еще глубже — в сброс, хотя



общее региональное поле тектонических напряжений не меняется. Общие граничные условия формирования разрывов в земной коре показаны на рис. 7. Судить о ситуации в нижней части литосферы, охватывающей верхнюю ман-

Рис. 7. Формирование разломов земной коры при длительном действии напряжений [Шерман С. И., 1977]. В условиях тангенциального сжатия (1) и растяжения (2) (а — зона пластической деформации, б — зона хрупких и квазихрупких разрушений). I и II границы перехода пород в состояние пластического течения при сжатии (I) и растяжении (II); III и IV максимальная прочность основных (III) и кислых (IV) пород на сжатие.

тию, сейчас сложно из-за ограниченности наших знаний о ее физических свойствах. Общий анализ формирования разрывов в коре в условиях сложного напряженного состояния показывает, что кора и литосфера разрушаются только путем образования сколов [Шерман С. И., 1977]. Если пренебречь геологической классификацией разрывов, построенной по принципу соотношения направления движения и наклона сместителя разлома, то все разрывы в литосфере на глубинах ниже 10 км представляют собой сдвиги, плоскость смещения которых ориентирована различным образом. Собственно же сдвиги в геологическом понимании этого термина при вертикальной плоскости сместителя могут проникать до нижних границ литосферы. Это заключение базируется на ряде геологических наблюдений не только по типу контролируемых сдвигами магматических образований. Протяженные сдвиги формируются не параллельными сопряженными двумя системами, а единичными структурами. В центральной части деформируемой области, в которой не возникает пересекающихся касательных напряжений, даже сложно оценить тип происходящих деформаций (см. рис. 5, а). Зародившийся сдвиг и смещение по нему и являются результатом действия тектонических сил на кору или литосферу.

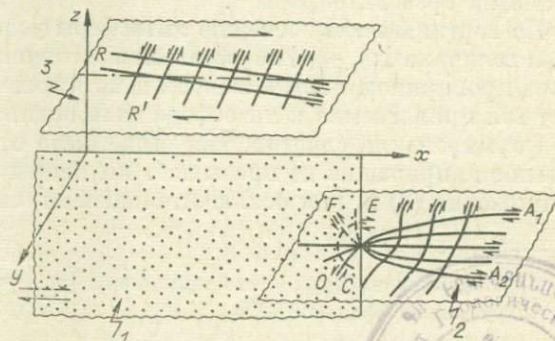
Закономерности разрушения элементарного кубика нельзя считать полностью аналогичными разрушению мегаобъемов. Здесь далеко не во всех деталях соблюдается автомодельность процесса. К сожалению, мегаскопические сдвиги или сдвиговые зоны в курсах сопротивления материалов и теоретической механики не рассматриваются.

Сдвиговые зоны представляют собой сочетание систем одиночных сдвигов. В последние годы наиболее полное исследование по формированию сдвиговых зон провел С. С. Стоянов (1977). В литосфере сдвиговые зоны находятся в региональном поле напряжений, которое накладывается на напряжения простого сдвига. Описания результирующего состояния и возникающих парагенетических структур в геологической литературе практически мало исследованы. Трудность описания процесса заключается в том, что сдвиговые зоны не являются простым набором сдвигов. Это узкие линейно-вытянутые зоны квазипластического и пластического течения вещества [Шерман С. И., 1977]. Внутри них возникает сложная система структур и напряжений. С. С. Стоянов (1977) показал, что концентрации напряжений в зонах скалывания связаны, с одной стороны, с лобовыми (поперечными направлению скольжения) участками разрывов и, с другой — с продольными ограничительными линиями, где взаимное смещение разорванных блоков практически отсутствует (рис. 8, 9). Теоретическая модель С. С. Стоянова учитывает концентрацию напряжений у продольных окончаний разрывов и их изменение вкrest простирания структуры.

Общую схему формирования сдвиговых зон в литосфере, в связи с ее объемным сжатием или расширением, можно представить себе из рис. 5. Прочность вещества литосферы с увеличением вовлеченного в деформацию объема уменьшается, что вызвано неоднородностью состава и структуры ее верхних частей. В условиях деформации больших объемов разру-

Рис. 8. Схема напряженного состояния и формирования структур второго порядка около зон скалывания [по Стоянову С. С., 1977].

1 — разрывная поверхность скалывания; 2 — разрывы у лобового ребра; 3 — разрывы в зоне скалывания у продольного ребра.



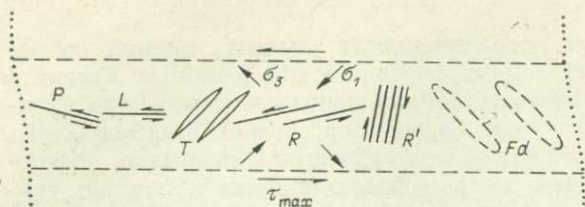


Рис. 9. Схема напряжений и структур в зонах скалывания [по Стоянову С. С., 1977].

R, R' — сопряженные трещины скола, P и L — косые и продольные сколы, T — трещины отрыва, Fd — эшелонированная система складок.

нение определяется лишь самыми крупными трещинами. Чаще всего развивается одна из двух вероятных (см. рис. 5, б) сдвиговых зон. Именно поэтому среди региональных и генеральных сдвигов в различных регионах фиксируется какой-то один из типов сдвигов — правый или левый. В этом суть проявления масштабного

эффекта и принципиальное различие развития локальных сдвигов и сколовых трещин от сдвиговых зон. В первом случае формируются сопряженные системы трещин, во втором — только одна из систем.

Таким образом, как сдвиги, так и сдвиговые зоны в геологическом понимании этого термина образуются в условиях сжатия или растяжения литосферы, когда нагрузка равномерно прилагается в горизонтальной плоскости ко всему деформируемому объему.

Совершенно иная ситуация приложения нагрузки, т. е. тектонических сил, создается при формировании трансформных разломов. Их сдвиговый характер имеет совершенно иную природу, и отличие прежде всего касается способа приложения действующих сил (см. рис. 4). Для развития трансформных разломов активные тектонические силы должны быть размещены и, главное, приложены под литосферой и направлены горизонтально. Ими могут быть струи конвекционного потока верхней мантии, которые благодаря силам трения вызывают горизонтальное движение блоков литосферы. Из-за различной скорости струй, разной мощности блоков, отличающейся силой трения между лито- и астеносферой и другими причинами блоки литосферы приобретают различное ускорение. Последнее является необходимым условием формирования трансформных разломов. При всех названных ситуациях в тектоносфере будет создаваться деформация среза или перерезывания, по Н. М. Беляеву (1967), конечным результатом которой явится сдвиг — трансформный разлом.

Деформация среза будет происходить в плоскости концентрации касательных напряжений. Разрушение литосферы наступает при условии, когда напряжения среза $\tau_{ср}$ превышают предельное напряжение на срез вещества литосферы $[\tau_{ср.лит}]$:

$$\tau_{ср} = \frac{F_1}{S} \geq [\tau_{ср.лит}], \quad (7)$$

где $\tau_{ср}$ — напряжение среза, возникающее в сечении литосферы, параллельном действию мантийных потоков, F_1 — активная сила мантийного потока, S — площадь сечения литосферы, $[\tau_{ср.лит}]$ — предельное напряжение на срез литосферы*.

По вертикальному сечению литосферы условия разрушения изменяются, и величина $[\tau_{ср.лит}]$ не остается постоянной. Тем не менее напряжения среза пропорциональны активной действующей силе F_1 , т. е. на срез работает вся прилагаемая к литосфере сила подлитосферного потока. В случае же формирования сдвигов, как выше было отмечено, максимальное касательное напряжение не превышает половины максимального нормального напряжения (2) и, как исключительный случай, равно ему по модулю (4).

* В машиностроении часто принимают $[\tau_{ср}] = (0,25 \div 0,35) \sigma_T$, где σ_T — предел текучести материала.

Таким образом, с точки зрения механики разрушения, формирование сдвигов в литосфере при прочих равных условиях требует первоначально больших тектонических сил, чем образование трансформных разломов. Однако геологи привыкли считать, что сдвиги более распространены, чем трансформные разломы, и, следовательно, образуются как будто бы проще. Такой вывод преждевременен, он не учитывает ни масштабов сравниваемых структур, ни степени изученности океанической и континентальной коры, ни механизма образования трансформных разломов. Сдвиги более распространены в мощной континентальной коре. Здесь они образуются по изложенной выше схеме, часто не секут всю литосферу. Трансформные же разломы легче образуются в тонкой океанической коре (см. уравнение 7). Кроме этого, способ приложения нагрузки при формировании сдвигов — объемное сжатие или растяжение — наиболее распространен в литосфере при тектонических процессах. Вероятность возникновения условий такого приложения сил, которые вызвали бы деформацию среза в литосфере, невелика. Отсюда и относительно неширокое распространение трансформных разломов, особенно в континентальной коре.

Одной из специфических черт ориентировки трансформных разломов является их поперечное расположение с сопряженными структурами сжатия или растяжения — зонами Бенъофа и рифтовыми зонами. Названная закономерность нередко давала основание терминам *поперечные* и *трансформные* считать синонимами, что привело к ряду недоразумений при характеристике континентальных поперечных сдвигов. Исследованию поперечности трансформных разломов посвящена серия теоретических и экспериментальных работ.

Д. Олденбург и Дж. Брунэ [Oldenburg D. W., Brune J. N., 1975] поставили эксперимент, преследующий цель проследить образование трансформных разломов в океанической коре как ортогональных трещин к собственно рифтовым. Для соблюдения критериев подобия природной и экспериментальной картин они использовали нагретую вязкую пластическую массу. Масса растягивалась с постоянной скоростью, и одновременно ее верхний слой охлаждался. Растяжение имитировало раздвижение океанического хребта, а охлаждение — параллельный рост океанической коры по закону

$$H = k\sqrt{t}, \quad (8)$$

где H — мощность литосферы, t — ее возраст, k — коэффициент пропорциональности.

Первичные трещины — будущие рифтовые долины — задавались путем нарушения возникшей при начальном процессе остывания твердой пленки. Первичные трещины задавались в двух местах пленки, на параллельных плоскостях, но со смещением относительно друг друга. Перпендикулярно плоскостям трещин масса подвергалась растяжению. По мере растяжения трещины росли, а между их ближайшими концами начиналось взаимодействие. Постепенно оно приводило к росту связующих их разрывов — будущему трансформному разлому. Эти связующие разрывы располагаются под различными углами к оси растяжения. С увеличением последнего происходит «приспособление» связующих разрывов к оси растяжения — они становятся параллельны ей, и вся зона между трещинами отрыва превращается в аналог трансформного разлома. К этому и стремились Д. Олденбург и Дж. Брунэ в эксперименте, чтобы показать, что трансформные разломы по мере развития конструктивной границы развиваются в направлении, параллельном движению плит и ортогонально к рифтовым трещинам. Изменение направления раздвижения, по их мнению, должно вызвать переориентацию трансформных разломов. За критерий устойчивости трансформных разломов принималось условие $N > S$, где S — сопротивление на сдвиг в зоне трансформного разлома, N — сопро-

тивление на сдвиг материала литосферы. В целом результаты интересного эксперимента Д. Олденбурга и Дж. Брунэ можно использовать в случае гомогенной среды, подвергнутой растяжению. Тогда трансформные разломы будут стремиться ориентироваться параллельно растягивающим силам, ортогонально трещинам растяжения. Что же касается соотношений критериев их устойчивости, то выводы исследователей недостаточно аргументированы, о чем свидетельствуют более поздние работы.

Несколько позже моделирование трансформных разломов провели Р. Френд и А. Мерзер [Freund R., Merzer A., 1976]. Они использовали парафин и показали, что при застывании на его поверхности пленки в стадии ламинарного течения (в сторону спрединга) в ней образуются устойчивые оптически ориентированные волокна, параллельные течению. Малейшие неоднородности в них предопределяют появление трещин растяжения. Когда же последние растут одновременно из разных точек и достигают своими концами общей «нити» волокна, вдоль нее происходит сдвижение, и именно здесь зарождается трансформный разлом. Авторы приводят дополнительные примеры образования структур, подобных трансформным разломам, на затвердевающей корке лавы, в которой четкая полосчатость ориентируется в направлении спрединга. По их мнению, направление трансформных разломов на дне океанов подчинено его анизотропной структуре, предопределенной, в свою очередь, подкорковыми конвекционными потоками.

Таким образом, общим в экспериментах Олденбурга — Брунэ и Френда — Мерзера является представление о подкоровом энергетическом источнике в виде теплой восходящей и расходящейся струи, вызывающей растяжение перекрывающей пленки, ее сложный, неровный разрыв и одновременное формирование трансформных разломов, параллельных растяжению. Первые экспериментаторы считают, что трансформные разломы только в процессе развития переориентируются и приобретают направление, согласное со спредингом, вторые — что простирание трансформных разломов контролируется структурой субстрата, в котором они образуются.

Геологическая и геофизическая ситуация в зонах трансформных разломов дает много примеров, подтверждающих большую правомочность представлений Р. Френда и А. Мерзера. В частности, хорошо известно, что в верхней мантии под океанами, в направлении, параллельном трансформным разломам, скорости *P*-волн повышены. Это отражает сейсмическую анизотропию верхней мантии [Hess H. H., 1964] и подтверждает выводы Р. Френда и А. Мерзера.

Теоретические исследования проблемы ортогональности рифтовых зон и трансформных разломов провел А. Г. Лакенбрух [Lachenbruch A. H., 1976]. Необходимое условие ортогональности рассматриваемых структур заключается в соблюдении неравенства

$$\frac{S}{\sigma} \leq 1, \quad (9)$$

где *S* — сопротивление сдвигу в зоне трансформного разлома, σ — сопротивление раздвижению на стенках рифтового канала. Чтобы трещины среза располагались ортогонально трещинам растяжения, сопротивление сдвигу в трансформном разломе должно быть существенно меньше, чем сопротивление на стенках осевого канала.

Интересные теоретические исследования по этому же вопросу провел К. Фруадево [Froidevaux C., 1973]. Он показал, что трансформные разломы оказывают исключительно малое сопротивление движению плит. Расчет потерь энергии на единицу длины трансформного разлома, расположенного перпендикулярно рифтовой трещине, много меньше скорости диссипации энергии в самой рифтовой трещине и других разломах, не перпендикулярных ей. Отсюда вывод об энергетической целесообразности

Основные критерии сдвигов и трансформных разломов

Сдвиги	Трансформные разломы
Связаны с деформациями сжатия или растяжения	Связаны с деформациями среза
Располагаются под острым углом к структурам сжатия и тупым — к структурам растяжения	Располагаются под прямым углом к структурам сжатия и растяжения
Ориентируются диагонально к векторам растяжения или сжатия	Параллельны вектору растяжения или сжатия
Сопровождаются сопряженными структурами оперения, затухающими на окончаниях сдвигов, которые, в свою очередь, переходят в системы мелких разломов или трещин	Не сопровождаются сопряженными структурами оперения и на своих концах переходят в другие структурные формы (растяжения или сжатия)
Развиваются, как правило, группами параллельных разломов, в активную стадию развития могут взаимно пересекаться	Единичные структуры, обычно не накладываются и не пересекаются друг с другом в активную стадию развития
Смещают маркеры только в направлении движения	Смещают маркеры в направлении движения или в противоположном, в зависимости от типа разлома
Амплитуда смещения меньше общей длины сдвига и затухает к его концам	Амплитуда смещения постоянна, не ограничена, может быть больше активной составляющей разлома
Могут являться границами структур любого ранга	Являются границами между смещающимися плитами литосферы
Глубина проникновения связана с длиной	Глубина проникновения не связана с длиной и предопределена мощностью граничных литосферных плит.
Генетически связаны и преимущественно развиваются при геосинклинальном и орогенном этапах развития материков	Генетически связаны с рифтовыми зонами и зонами Бенюфа

расположения трансформных разломов ортогонально оси раздвижения, если они развиваются в гомогенной среде.

Какое же напряжение в литосфере необходимо для формирования трансформного разлома и каково его соотношение с напряжениями в собственно сдвиговых зонах?

Расчеты показывают, что максимальные дополнительные напряжения, которые выдерживают породы коры в условиях всестороннего давления, не превышают 10 000 ат [Uffen R., Jessop A. U., 1963; Гзовский М. В., 1975; Шерман С. И., 1977; и др.]. Если коре или литосфере передано такое давление, то только при чистом сдвиге максимальные касательные напряжения могут достигнуть требуемой величины. Как было отмечено выше, возникновение чистого сдвига — исключительное явление в коре. Чаще всего плоскости концентрации касательных напряжений располагаются к активному вектору сжимающих или растягивающих сил под углом $\alpha \neq 45^\circ$. Отсюда максимальные касательные напряжения, вызывающие образование сдвигов в литосфере, всегда меньше 10 000 ат.

Способ приложения нагрузки при образовании трансформных разломов совершенно другой. Силы прилагаются под литосферой, параллельны друг другу и имеют разную величину. Образуется деформация среза, т. е. трансформная зона. Как показывают расчеты, для ее формирования фактически требуется относительно невысокое напряжение из-за значительной неупругой составляющей при деформации нижних частей литосферы.

Изложенные обстоятельства приводят к тому, что при прочих равных условиях трансформные разломы «легче» образовать в литосфере Земли, чем сдвиговые зоны.

Механизм образования трансформных разломов, как видим, отличен от процессов формирования сдвигов. Это находит отражение в ряде специфических черт трансформных разломов и сдвигов (табл. 1).

О ПРИНЦИПАХ КЛАССИФИКАЦИИ СДВИГОВЫХ СМЕЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ

Физический процесс разрушения твердых тел состоит в образовании на разных уровнях трещин отрыва и скола. Первые образуются под действием нормальных напряжений, вторые — касательных. Трещины отличаются друг от друга по форме, напряжения — по величине и ориентировке. Отличны они и по кинематике движений.

В геологии в основу морфогенетической классификации разрывов положено соотношение между направлением относительного движения разрываемых частей блока и падением плоскости сместителя. Отсюда сбросы, сдвиги, надвиги — существенно отличающиеся друг от друга типы разрывов, хотя характер напряженного состояния и физический процесс разрушения у них идентичны.

Нет необходимости пересматривать всю систему классификации разрывов. Введение нового термина — *трансформные разломы* существенно расширило объем понятия сдвиговых смещений и даже привело к некоторой путанице. Ее усугубило и использование в ряде работ понятия *поперечный разлом* как синонима *трансформного разлома*. Другие же авторы [Garfunkel Z., 1972] разницу между трансформными и поперечными разломами видят лишь в том, что первые образуются на океанической коре, вторые — на континентальной.

Ликвидировать подобную ситуацию могут только сами геологи. Для этого необходимо строже пользоваться существующими определениями разрывных смещений, подчиняя их механизму образования дислокаций. В табл. 2 приведены основные типы деформаций литосферы и соответствующие им морфогенетические разновидности крупных разломов. Таблица содержит наименования геологических структур, по отношению к которым можно использовать принятую в геологии дополнительную терминологию разломов: продольные, поперечные, диагональные или косые.

Выделение трансформных разломов как особого класса дизъюнктивных границ расширило наши представления о сдвигах литосферы и поставило задачу научиться их дифференцировать. Серьезный вклад в изучение признаков собственно трансформных разломов, с одной стороны, и поперечных сдвигов — с другой, внесла статья Р. Френда [Fréund R., 1974]. В ней акцентируется внимание на отличии сдвигов и их разновидностей — поперечных сдвигов — от трансформных разломов, также поперечных к срединно-океаническим хребтам, рифтовым зонам и зонам Беньофа.

В. Джиллиланд и Г. Мейер [Gilliland W. N., Meyer G. P., 1976] предложили выделять два класса трансформных разломов: «пограничные трансформные разломы» — как границы между сдвигающимися плитами, и «трансформные разломы хребтов» — серию синхронно образующихся поперечных к единому срединно-океаническому хребту разломов, разделяющих плиты с различной скоростью спрединга. В основу предлагаемой классификации положен генетический критерий. Пограничные трансформные разломы являются структурами глобальной значимости, «разрешающими» дифференциальные движения между плитами. Трансформные разломы хребтов — структуры второго ранга по отношению к первым. Их образование связано со спредингом двух плит, в результате которого более

Типы деформаций литосферы и морфогенетические разновидности генеральных разломов

Основные типы деформаций	Виды разрушения	Морфогенетические разновидности разломов	Оптимальные геометрические соотношения с сопряженными геологическими структурами	Геологическая структура, по отношению к которой рассматриваются геометрические соотношения
Сжатие	Скол и пластическое течение	Сдвиги Надвиги Взбросы Взросо-сдвиги	Диагональные, реже поперечные Согласные » Диагональные	Складчатые системы, зоны Беньофа; деструктивные границы плит
	Отрыв	Раздвиги	Поперечные	
Растяжение	Скол и пластическое течение	Сдвиги Сбросы Сбросо-сдвиги	Диагональные, реже поперечные Согласные Диагональные, согласные	Рифтовые системы, синклиории, впадины и авлакогены; конструктивные границы плит
	Отрыв	Раздвиги Сдвиго-раздвиги	Согласные, реже диагональные	
Перерезывание или срез	Скол и пластическое течение	Трансформные разломы	Поперечные	Срединно-океанические хребты, рифтовые системы, зоны Беньофа
Кручение *	Скол и пластическое течение	Сдвиги	—	—
Изгиб *	Отрыв	Раздвиги	—	—

* Подробно не анализируются в статье.

удаленные от центра расширения сегменты имеют различную линейную скорость, из-за которой происходит разрыв и формируется поперечно к конструктивной границе (рифтовой зоне) серия взаимно параллельных трансформных разломов. Геологическая значимость второго класса трансформных разломов меньшая, и их зарождение и формирование не являются теоретически необходимым звеном спрединга.

Серьезные результаты по изучению трансформных разломов Анатolianской системы (Средиземноморье) получены А. Сенджером [Sendör A. M., 1979]. Внутреннее строение трансформных разломов и некоторые их количественные параметры описаны в работах Де Лонга и др. [De Long S. E. e. a., 1977, 1979]. Обобщение накопленного материала по трансформным разломам Атлантики выполнено Р. Уилсоном и К. Вильямсом [Wilson R. C. L., Williams C. A., 1979].

Тем не менее геолого-геофизическая изученность трансформных разломов еще недостаточна. Это хорошо было подчеркнуто Б. Вайндлеем [Windley B. F., 1979] на конференции, посвященной океаническим и континентальным трансформным разломам. Ведущиеся исследования дают основание надеяться на скорое получение новых результатов и более глубокое понимание этих важных геологических дизъюнктивных границ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В тектоносфере Земли фиксируются разные типы деформаций, реализация которых ведет к формированию сдвигов. Отсюда и широкое распространение сдвигов в литосфере. Принятая в геологии терминология для характеристики сдвигов не отражает специфики механизма их образования, связанного прежде всего со способами приложения тектонических сил. В общем случае к сдвигам относятся и собственно сдвиги в геологическом понимании этого термина, и трансформные разломы. Собственно сдвиги в литосфере образуются в условиях сложного напряженного состояния как при сжатии, так и при растяжении коры. Их появление — результат разрядки внутренних касательных напряжений, абсолютное значение которых превосходит предел прочности пород на скол. Трансформные разломы в литосфере образуются лишь при определенном способе приложения сил, вызывающем деформацию среза. В этом механизме образования и типе деформации принципиальное отличие сдвигов от трансформных разломов.

Различие между сдвигами и трансформными разломами важно с точки зрения вытекающих отсюда практических рекомендаций. В геологии рудных месторождений известно, что около 80% рудных объектов контролируется зонами разломов или узлами их пересечений. Реже исследуется вопрос о специфике оруденения, контролируемого преимущественно сдвигами, надвигами или сбросами. Учитывая специфику образования сдвигов, как и других разновидностей разломов, а также связь напряженного состояния литосферы и ее термодинамических свойств, необходимо глубже исследовать зависимости между типом оруденения и механизмами разрушения. Основанием для этого является специфика оруденения трансформных разломов, секущих литосферные плиты и влияющих на миграцию магматических выплавов и гидротермальных флюидов. С трансформными разломами рифта Красного моря связаны стратиформные месторождения цинка, свинца, марганца; трансформными разломами контролируются эпitherмальные месторождения ртути Японии, Новой Зеландии и других районов [Ковалев А. А., 1978]. Высказываются мнения [Mitchell A. H. G., 1976] о связи алмазонасных кимберлитовых трубок Африканской платформы с древними трансформными разломами фундамента. Другие примеры также подтверждают взаимосвязь рудной специализации и механизма развития разломов, в частности, сдвигов [Чередниченко А. И., 1964].

Точное знание механизма образования разломов позволяет прогнозировать протекающие в них современные геологические процессы, в частности, сейсмичность. Практически все ныне обсуждаемые модели очагов землетрясений в основе своей опираются на разрушение твердого или упругопластичного тела. Сопровождающие разрушение смещения — суть сейсмические толчки, сила которых зависит от амплитуды подвижек, прочности разрушаемого материала, типа деформации и других причин. Сдвиги и трансформные разломы будут иметь различную сейсмическую активность, хотя механизм разрядки напряжений у них идентичен. В целом потенциальная сейсмическая опасность активизированных сдвигов, а также надвигов и взбросов наиболее высокая по сравнению с другими морфогенетическими группами разломов.

Все изложенное ставит перед нами задачу не только более глубокого и всестороннего изучения сдвиговых зон литосферы: собственно сдвигов и трансформных разломов. Сейчас недостаточно все многообразие геологических структур считать результатом сжатия, растяжения или, наконец, изгиба. На примере тектонофизического анализа только сдвиговых структур становится ясным, что эти простые разновидности могут формироваться при сжатии, растяжении и срезе. В литосфере Земли существуют условия для реализации всех простых и сложных типов деформаций. Результатом их часто могут быть подобные по форме структуры. Недостаточно

исследовав каждую из них, не проанализировав возможные способы образования, можно обеднить историю тектонического развития изучаемых объектов, что сузит аспекты связанного со структурами геологического прогноза. Это особенно важно для дизъюнктивных структур. Глубокий тектонофизический анализ механизма образования широкой морфогенетической гаммы разломов на базе основных типов деформаций коры — одна из важных задач тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайке Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 133—179.
- Беляев Н. М. Соппротивление материалов. М., Гос. изд-во физ.-мат. литературы, 1967. 856 с.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.
- Дабовски Хр. Математическая модель напряжений и перемещений около магматических камер и разломов. — Геотектоника, геодинамика, тектонофизика, 1975, № 3, с. 17—30.
- Казьмин В. Г. О ранних стадиях развития трансформных разломов. — БМОИП, отдел. геол., 1978, т. 53, № 6, с. 41—50.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
- Ле Пиншон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 287 с.
- Макклитнок Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. М., Мир, 1970, 443 с.
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 120—125.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960, с. 265—333.
- Павлинов В. Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры. Ст. 1. — Геология и разведка, 1977, № 8, с. 3—14. Ст. 2, 1977, № 9, с. 3—14.
- Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. 155 с.
- Ружич В. В., Шерман С. И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений. — В кн.: Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 52—57.
- Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977. 143 с.
- Суворов А. И. Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с. 238—256.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли. Итоги науки и техники. М., ВИНТИ, 1978. 272 с.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П., Иванов О. П. Планетарные разломы океанической литосферы. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 172—183.
- Чередниченко А. И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев, Наукова думка, 1964. 184 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 101 с.
- Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 7—18.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting. Edinburg, 1951. 142 p.
- De Long S. E., Dewey J. F., Fox P. J. Displacement history of oceanic fracture zones. — Geology, 1977, v. 5, p. 199—202.
- De Long S. E., Dewey J. F., Fox P. J. Topographic and geologic evolution of fracture zones. — J. of Geol. Soc. London, 1979, v. 136, part 3, p. 303—310.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurent faults. — Tectonophysics, 1974, v. 21, No 1—2, p. 93—134.
- Freund R., Merzer A. Anisotropic origin of transform faults. — Science, 1976, v. 192, No 4235, p. 137—138.
- Froidevaux C. Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries. — Earth Plan. Sci. Lett., 1973, v. 20, p. 419.
- Garfunkel Z. Transcurrent and transform faults: a problem of terminology. — Bull. Geol. Soc. of America, 1972, v. 83, No 11, p. 3491—3496.
- Gilliland W. N., Meyer G. P. Two classes of transform faults. — Bull. Geol. Soc. of Amer., 1976, v. 87, No 8, p. 1127—1130.
- Hess H. H. Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle under Oceans. Nature, 1964, v. 203, No 4945, p. 629—631

- Kanamory H., Stewart G. S.** Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone, mid-atlantic ridge.— *Phys. of the Earth and Planetary Inter.*, 1976, v. 11, No 4, p. 312—332.
- McKinstry H. E.** Shears of the second order.— *Amer. J. Sci.*, 1953, v. 251, No 5, p. 505—523.
- Lachenbruch A. H.** Dynamics of a passive spreading center.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No 11, p. 1883.
- Maruyama T.** Stress field in the heighbourhood of crack.— *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1969, v. 47, No 1, p. 1—29.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S.** Mineralization at plate boundaries.— *Minerals Sci. Engl.*, 1976, v. 8, No 2, p. 129—169.
- Morgan W. J.** Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No 6, p. 1959—1982.
- Oldenburg D. W., Brune J. N.** The explanation of the orthohonality of oceanic ridges and transform faults.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No 17, p. 2575.—2586.
- Sendör A. M. S.** The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance.— *J. of Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 269—282.
- Uffen R., Jessop A. U.** The stress release hypothesis of magma formation.— *Bull. volcanol.*, 1963, v. 26, B. V.
- Wilson G. T.** A new class of faults and their bearing of continental drift.— *Nature*, 1965, No 4995, p. 343—347.
- Wilson R. C. L., Williams C. A.** Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins — a review.— *J. Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 311—320.
- Windley B. F.** Transforms in perspective.— *J. Geol. Soc., London*, 1979, v. 136, No 3, p. 267—268.

С. А. БОРНЯКОВ

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ В УПРУГОВЯЗКОЙ МОДЕЛИ

РОЛЬ СДВИГОВЫХ СТРУКТУР В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сдвиговые разломы по своей структурообразующей роли в процессе эволюции земной коры относятся к особому классу разрывных нарушений [Ажгирей Г. Д., 1960; Пейве А. В., 1956, 1960, 1961, 1964, 1965]. Все возможные по масштабам проявления — от мелких сдвиговых дислокаций до крупных сложнопостроенных сдвиговых зон, протягивающихся на сотни километров, — сдвиги уверенно выделяются в различных регионах земного шара [Уэлман Г. В., 1972]. Дешифрирование аэрофотоснимков, полученных с пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций, позволяет выявить системы молодых сдвигов, по которым закономерно смещены долины рек, берега озер, контуры побережий. Особенно отчетливо сдвиговые нарушения проявляются в рифтовых зонах, молодых орогенических поясах, областях новейших тектонических поднятий [Шульц С. С., 1975]. Вполне оправдано предположение отдельных исследователей о том, что основная масса глубинных разломов земной коры имеет сдвиговую природу [Пейве А. В., 1960; Moody J. D., 1962; Mitchell — Thome R. C., 1962; Scheidegger A. E., 1957, 1961]. В свете идей новой глобальной тектоники получаемый фактический материал подтверждает правоту этого предположения. Одним из серьезных доказательств широкого распространения разломов со значительной компонентой горизонтального смещения и их доминирующей роли по отношению к другим типам разрывных нарушений являются результаты анализа сейсмологических данных. Представители всех сейсмологических школ, занимающихся проблемой механизма землетрясений, признают, что

в большинстве сейсмически активных областей доминирующим типом движений, как правило, являются сдвиги [Hodgson J. H., 1959]. Статистическая обработка динамических параметров крупных землетрясений мира показала, что в большинстве районов земного шара землетрясения связаны с напряжениями сдвигового характера [Scheidegger A. E., 1957]. Исключение из этого правила — районы Гинду-Куша и Явы, где данная закономерность не сохраняется [Scheidegger A. E., 1961].

Сдвиги в зависимости от масштаба их проявления сопровождаются определенным комплексом геологических процессов и явлений: а) в пределах сдвиговых зон отмечается вполне упорядоченная картина развития пликативных структур [Ажгирей Г. Д., 1960; Пейве А. В., 1960; Ravoni N., 1961; Lillie A. B., 1961; Стоянов С. С., 1977 и др.]; б) в процессе формирования сдвиговой зоны закладывается закономерная, генетически разнородная сетка разрывных нарушений [Муди Дж., Хилл М., 1960; Moody J. D., 1961]; в) сдвиговая зона обладает повышенными термодинамическим и сейсмическим потенциалами [Hodgson J. H., 1959; Scheidegger A. E., 1957; 1961; Das S., Filson J. R., 1975; Айзекс Б., и др., 1974]; г) являясь, по существу, в нижних и средних горизонтах земной коры зонами пластического течения, глубинные сдвиговые разломы представляют собой области метаморфизма и анатексиса пород за счет вязкого разогрева среды [Nicolas A. e. a., 1977].

Таким образом, процесс заложения и развития сдвиговой зоны есть сложный, многогранный процесс преобразования структуры земной коры и ее вещественного состава.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

Проблеме сдвиговой тектоники посвящена обширная литература. Однако большая ее часть сводится к описанию отдельных сдвиговых дислокаций и разломов и не направлена на разработку теории сдвигообразования. Не расшифрована внутренняя структура, не раскрыты закономерности заложения и развития сетки разрывных нарушений, не изучены особенности деформационных характеристик, практически не исследован план напряжений в пределах зоны сдвига, что особенно важно знать при сейсмическом районировании. Положение осей напряжений, определенных по анализу динамических параметров в очаге землетрясений, ни в коей мере не является полной характеристикой поля напряжений структуры в целом, поскольку отражает напряженное состояние лишь ограниченного объема. Результаты подобных построений дают нам информацию о возможном направлении смещения крыльев разлома, но по ним невозможно производить количественные оценки развивающихся стрессов и их изменения в пространстве. В этой связи процесс формирования сдвиговой зоны остается пока недостаточно изученным.

Чтобы осветить все стороны процесса формирования сдвиговой зоны, необходимо проследить ее развитие от начала до конца, что в естественных природных условиях практически невозможно. В лучшем случае мы можем наблюдать конечные результаты отдельных стадий [Лукьянов А. В., 1965].

Существенную помощь в решении проблемы может оказать моделирование. Известны неоднократные попытки воспроизведения процессов сдвигообразования на различных модельных материалах.

Серия опытов по моделированию сдвиговых зон была проведена В. Таннером [Tanner W. F., 1962]. В экспериментах использовалась несложная по конструкции модель. Основание, составленное из мелких ромбовидных блоков из фанеры, перекрывалось слоем модельного материала. Посредством пары сил задавалась деформация простого сдвига. В пределах сдвиговой зоны отмечались значительные вертикальные движения, ответственные за образование мелких горстов и грабенов. Наблюдения за

развитием сдвиговой структуры показали, что в ее строении принимают участие две сколовые системы трещин, пересекающиеся под углом 60° . При рассмотрении напряженного состояния деформированных моделей установлено, что ориентировка осей эллипсоида деформаций в их поверхностных частях отличается от таковых в более низких горизонтах модельного материала.

Моделирование сдвиговых структур в условиях хрупкого разрушения проводилось В. Д. Парфеновым и С. Д. Жуковским (1966). Эквивалентным материалом в опытах служила смесь канифоли с машинным маслом. Расплавленная смесь заливалась на деревянные пластинки, одна из которых в процессе эксперимента сдвигалась по отношению к другой. Из серии опытов, проведенных при различных условиях, следует: а) при разрушении в условиях простого сдвига образуется несколько систем трещин ($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$). Основной из них является система эшелонированных разрывов (α_1). Остальные системы по отношению к ней имеют подчиненное значение; б) плоскости сместителей разрывов системы (α_1) имеют пропеллерообразную форму; в) более высокие скорости деформации характеризуются повышенной степенью трещиноватости.

Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций проводилось Т. М. Гептнер (1970). В однородных неслоистых моделях, изготовленных из каолиновой глины, получали сколовые трещины при двухосной деформации сжатия. В процессе экспериментов была прослежена последовательность заложения трещин, их развитие во времени, взаимосвязь разновозрастных систем. Показано, что падение новообразованных трещин колеблется в пределах $40-60^\circ$. Преимущественным развитием пользуется, как правило, только одна система. Если по трещинам сопряженной системы происходит скольжение, то в местах пересечения активных трещин главной и сопряженной систем образуются полости.

Группой французских исследователей [Caurtillot V. е. а. 1974] предпринята попытка выявления структурных особенностей трансформных разломов на основе анализа ряда геологических примеров и экспериментальных данных. Были рассмотрены отдельные сегменты Восточно-Африканской рифтовой системы, трансформные разломы Исландии, а также район Рениксовых озер Марса. Эмпирический материал наблюдений сопоставлялся с результатами моделирования. Модельным материалом служила пластичная глина, раскатываемая равномерным слоем на двух пластинках, имеющих S-образную границу. Такая форма границ между пластинами основания позволила при однонаправленном стрессе получать комбинированные деформации сдвига и раздвиг в различных частях модели. Проводя аналогию между природными геологическими объектами и зонами трансформации на моделях, авторы отмечают ряд закономерностей, характерных для сдвиговых зон: а) кулисообразное расположение разрывных нарушений; б) угловое несогласие между простиранием отдельных разрывов и простиранием сдвиговой зоны составляет $20-45^\circ$; в) ширина зоны дробления определяется мощностью образца.

Группой М. В. Гзовского (1963, 1975) проводились эксперименты по разрывообразованию в условиях простого сдвига. Модели изготавливались из смеси серой и бурой глины. Было установлено, что с возрастанием содержания в модельном материале бурой песчанистой глины трещины отклоняются на все больший угол от оси кулисообразного ряда. Для чистой серой глины этот угол колеблется в пределах $8-20^\circ$, для чистой бурой глины — $20-50^\circ$, для смеси этих глин характерны промежуточные значения. Наблюдая процесс разрушения материалов различного состава, автор пришел к выводу, что угол отклонения трещин от оси кулисообразного ряда определяется механическими свойствами материала.

Интересные исследования проведены И. С. Чаленко [Tchalenko J. S., 1968]. При изучении сдвиговых микроструктур в шлифах, изготовленных из природных образцов и моделей сдвиговых зон, им определены харак-

терные черты их внутреннего строения, выделены структурные элементы различных порядков и показана закономерность их размещения.

Экспериментальные работы подобного рода не единичны и разнообразны по характеру исполнения, о чем свидетельствует далеко не полный перечень публикаций [Гзовский М. В., 1963, 1975; Ortel G., 1965; Emons R. G., 1965; Парфенов В. Д., Жуковский С. Д., 1966; Filder G., 1964; Tchalenko J. S., 1968; Гептнер Т. М., 1970; Caurtillot V. e. a., 1974; и др.]

Большинство отмеченных исследований используется для подтверждения тех или иных гипотез формирования сдвиговых структур. Как правило, круг решаемых с помощью моделирования вопросов не выходил за рамки структурных наблюдений. Лишь в отдельных случаях предпринимались попытки изучения деформационной картины [Стоянов С. С., 1977]. Ограниченность выводов, получаемых из наблюдений над моделями, объясняется отсутствием реологических исследований модельных материалов. Не имея сведений о характере взаимосвязи деформационных параметров, напряжения и вязкости, невозможно построить модель физически подобную природному аналогу. В связи с этим моделирование часто носит иллюстративный, качественный характер, не позволяющий настаивать на правомерности получаемых выводов.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА (ПРИНЦИП МОДЕЛИРОВАНИЯ, РЕОЛОГИЯ МАТЕРИАЛА, УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ)

Автором настоящей статьи на качественно новой основе проведено моделирование процесса формирования сдвиговой зоны. При постановке экспериментов преследовалась цель дать более точную и полную характеристику структурных особенностей сдвиговой зоны, проверить функциональные связи между параметрами разрывов, установленные ранее эмпирическим путем [Шерман С. И., 1977], показать распределения деформаций в зоне сдвига, количественно оценить деформации, напряжения и вязкость.

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время испытания и последующего использования результатов экспериментов автор придерживался общих принципов моделирования [Гзовский М. В., 1975]: 1) подобия моделей природным объектам; 2) избирательности моделей относительно процессов, происходящих в природных объектах; 3) раздельного изучения на моделях существенных факторов, которые в природе действуют совместно; 4) последовательного приближения к полной аналогии модели природному объекту; 5) статистической обоснованности заключений о результатах испытания моделей. Выполнение перечисленных принципов определяет корректность полученных выводов.

Для правильного подбора безразмерных коэффициентов и проверки природной реальности наблюдаемой в эксперименте структурной ситуации нами был выбран природный аналог молодой сдвиговой зоны — Муйско-Чарского трансформного разлома, — рассматриваемой в статье С. И. Шермана, К. Г. Леви (1978). Согласно построениям этих авторов по Муйско-Чарскому трансформному разлому происходит левостороннее смещение Сибирской плиты относительно Забайкальской. Земная кора здесь может рассматриваться как тело с горизонтально слоистой неоднородной структурой, деформация которой происходит по сложным физическим законам. Если рассматривать крайние граничные условия, то верхние ее части деформируются как тело Гука, а нижние — как тело Ньютона. В целом же, учитывая временной фактор при действии тектонических напряжений, земную кору можно рассматривать как упруговязкое тело [Шерман С. И., 1977], что не противоречит общим построениям [Гутенберг Б., 1963; Магницкий В. А., 1965]. Согласно этим исходным позициям,

производился выбор модельного материала — упруговязкой среды. Нами была выбрана бурая глина.

Для расчетов коэффициентов подобия необходимы информация о реологических свойствах модельного материала, его прочностные характеристики, величина зависимости вязкости от напряжений или от скоростей деформации. Деформационное поведение бурых глин, используемых в моделировании, ранее не изучалось. Подобные исследования, но только для бентонитовой глины, проведены в Лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР [Михайлова А. В., Осокина Д. Н., 1973]. Однако мы не можем использовать полученные ими результаты, поскольку даже при одинаковой степени увлажненности эти глины резко отличаются своими деформационными характеристиками.

Определение зависимости вязкости (η) от напряжений (τ) для бурых глин влажностью 25 и 20% было сделано на приборе типа ПДС-10, принципиальная конструкция которого разработана М. В. Гзовским. На рис. 1, *в* приведены кривые кинетики деформаций. По ним на участках, с установившимся углом наклона, вычислялись значения вязкости. На рис. 1, *а*, *б*, *г* показаны кривые зависимости j от τ , η от j и η от τ . При переходе через условный предел текучести τ_0 зарегистрировано падение эффективной вязкости на 2—3 порядка, тогда как для бентонитовой глины величина падения составляет 7—8 порядков [Михайлова А. В., Осокина Д. Н., 1973]. Замечено, что процентное увеличение содержания глины в модельном материале сопровождается возрастанием характеристик τ , η . Так, например, изменение влажности с 25 до 20% вызывает изменение вязкости на один порядок. В наших экспериментах использовалась бурая глина 25%-ной влажности, которая в интервале напряжений 3—10 г/см² имеет эффективную вязкость 10^6 П.

Подобие модели природному объекту определяется степенью подобия их физических полей. В связи с этим при постановке экспериментов необходимо установление для испытываемой модели комплекса физических и

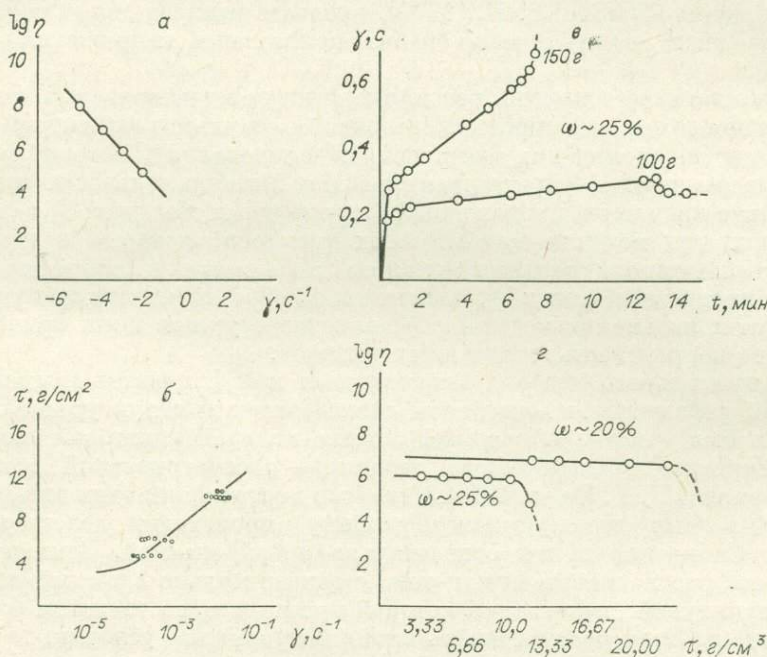


Рис. 1. Реологические характеристики модельного материала:

а — зависимость вязкости от скорости деформаций; *б* — зависимость интенсивности касательных напряжений от скорости деформаций; *в* — кривая кинетики деформаций; *г* — зависимость вязкости от величины касательных напряжений.

геометрических констант, связанных с одноименными природными величинами через безразмерные коэффициенты. При рассмотрении условий подобия для каждого конкретного эксперимента можно, применяя принцип раздельного моделирования (принцип сепарации [Гзовский М. В., 1975, с. 83]), исключить из рассмотрения или какое-нибудь уравнение, или некоторые члены отдельных уравнений. Так, например, изучая медленно развивающиеся тектонические процессы, мы вправе пренебрегать действием сил инерционного характера, в связи с чем уравнение подобия напряжений

$$C_{\tau} = C_l \cdot C_{\alpha} \cdot C_g \quad (1)$$

(где C_{τ} — множитель подобия напряжений, C_l — множитель подобия линейных размеров, C_{α} — множитель подобия плотностей, C_g — множитель подобия ускорений силы тяжести) упрощается до вида

$$C_{\tau} = C_l \cdot C_d \quad (2)$$

При моделировании объектов, соизмеримых по масштабу с мощностью земной коры, множитель геометрического подобия чаще всего принимается равным $1 : 10^4 - 1 : 10^6$ [Гзовский М. В., 1975]. В наших экспериментах взято значение $C_l = 1 : 10^6$, т. е. 1 мм на модели соответствует 1 км в природном аналоге. Имея $d_m = 1,6 \text{ г/см}^3$ и $d_{з.к.} = 2,7 \text{ г/см}^3$ (где d_m — плотность материала модели, $d_{з.к.}$ — усредненная плотность земной коры), находим коэффициент подобия плотностей, равный 0,5. Принцип сепарации позволяет выбирать множитель подобия времени независимо от множителя линейных размеров. Для моделирования длительных тектонических процессов приемлемыми оказываются величины $C_t = 10^{-11} - 10^{-13}$. Для нашего эксперимента взята величина $C_t = 10^{-11}$, т. е. 1 мин опыта соответствует 1 млн. лет в природном процессе. Имея эти граничные условия, из уравнения

$$C_{\eta} = C_{\tau} \cdot C_t \quad (3)$$

(где C_{η} — коэффициент подобия вязкости, C_t — коэффициент подобия времени) находим коэффициент подобия вязкости. Он равен $C_{\eta} = 1 : 10^{17}$.

Для северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны были взяты следующие кинематические характеристики: деформация — левосторонний сдвиг; мощность земной коры — 40—45 км; время развития структуры — 30 млн. лет; скорость горизонтального смещения — 1,3 мм/год; вязкость земной коры $\eta = 10^{21} - 10^{23}$ П.

При пересчете на коэффициенты подобия определились следующие условия эксперимента: деформация — левосторонний сдвиг; мощность модели — 4—4,5 см; скорость деформации — 1,3 мм/мин; время развития структуры — 30 мин; вязкость модельного материала $\eta = 10^4 - 10^6$ П. Подобной вязкостью в данном интервале скоростей деформации обладает бурая глина 25%-ной влажности, которая и была подобрана для экспериментов.

Эксперименты проводились на сдвиговой установке, обычно используемой в подобных случаях. Модельный материал равномерным слоем заданной мощности раскатывался на пластинах, после чего одна из них смещалась относительно другой посредством винтового вала с заданной фиксированной скоростью. «Рабочая» площадь установки позволила исследовать только центральную часть модели, что исключало искажение структурной и деформационной картин краевыми эффектами.

РЕЗУЛЬТАТ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Весь процесс формирования сдвиговой зоны условно можно разделить на две стадии. В первую, названную нами пликативной, регистрируется только наличие пластической деформации по искажению реперной сетки колец, нанесенной на поверхность модели. Перераспределение материала

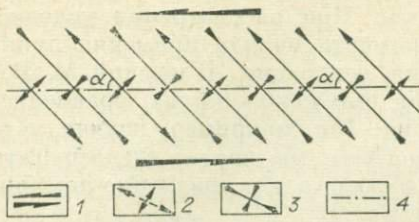


Рис. 2. Схема пространственного размещения складок в сдвиговой зоне.

1 — сдвигающие усилия; 2 — оси антиклинальных и 3 — синклиналиных складок; 4 — ось сдвиговой зоны.

в условиях сложного напряженного состояния приводит к образованию складок в линейной сдвиговой зоне (рис. 2). Оси складок составляют с простиранием сдвиговой зоны угол порядка 45° . Из серии опытов установлено, что амплитуды складчатых форм находятся в функциональной связи с вязкостными свойствами материала и мощностью модели. Подобные явления образования складок отмечались С. С. Стояновым (1977) в аналогичных экспериментах на бентонитовой глине.

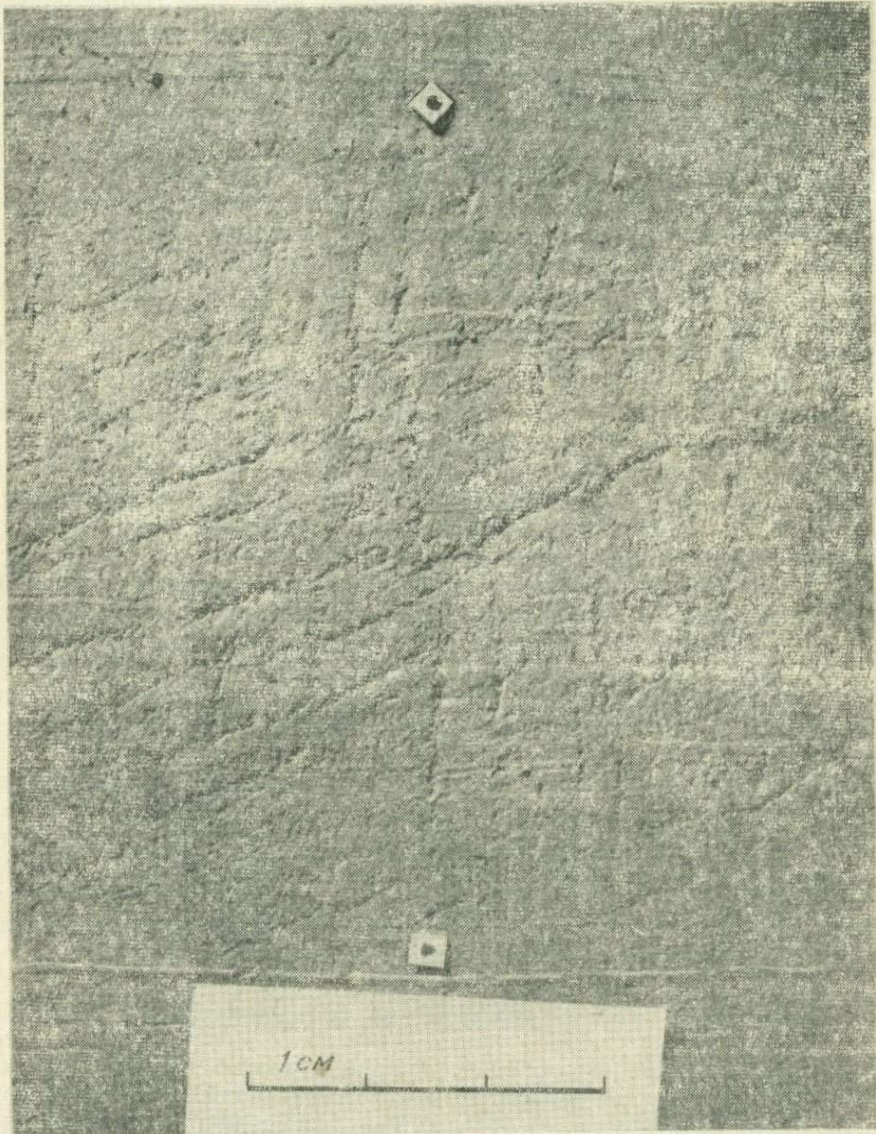
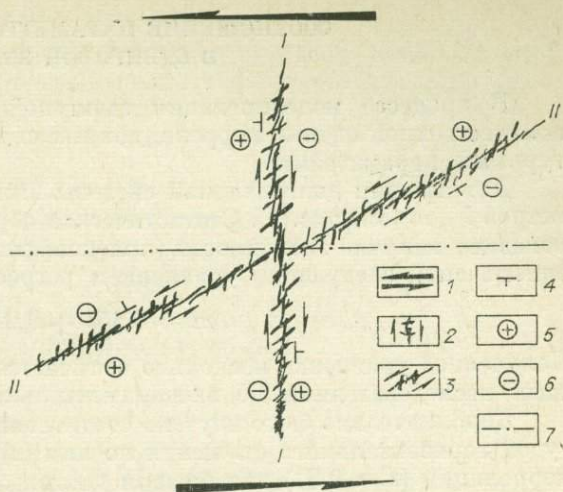


Рис. 3. Фрагменты строения сдвиговой зоны.

Рис. 4. Основные системы трещин в сдвиговой зоне и их кинематические характеристики.

1 — сдвигающие усилия; 2 — трещина поперечной и 3 — диагональной систем; 4 — направление падения плоскости сместителя; 5 — поднятое и 6 — опущенное крыло; 7 — ось сдвиговой зоны.



Начало второй стадии соответствует моменту заложения первых трещин, в связи с чем она названа дизъюнктивнопликативной. Для нее характерно заложение и развитие систем разрывных нарушений. Пликативные деформации в отличие от первой стадии «стягиваются» в отдельные локальные участки сдвиговой зоны и имеют подчиненное значение. В целом в дизъюнктивнопликативную стадию происходит формирование линейного пояса смятия с высокой плотностью разрывных нарушений, имеющих вполне закономерную пространственную ориентировку, характерную для сдвиговых зон (рис. 3, 4). Из всей совокупности трещин уверенно выделяются две системы, имеющие возрастные, генетические и морфологические различия.

Простираение первой, поперечной, системы составляет с простираем зоны сдвига угол порядка $80-85^\circ$. Плоскость сместителя отдельной трещины пропеллереобразно изогнута; в месте пересечения с осевой частью зоны имеет вертикальное падение, а в удалении от нее выполаживается до $75-80^\circ$ (см. рис. 4). Генетический тип трещин поперечной системы определяется как правосторонние сдвиги с элементом дифференциальных вертикальных смещений. В связи с тем, что положение осей напряжений в сдвиговой зоне меняется как в региональном, так и в локальном плане [Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю., 1979], то, как правило, в пределах одной протяженной плоскости сместителя амплитуда вертикального смещения не остается постоянной, модифицируясь по простираению разрыва иногда вплоть до изменения знака движения на обратный (см. рис. 4). Первоначально прямолинейные, сложнопостроенные трещины этой системы в процессе деформации приобретают S-образную в плане форму, характерную для разрывов сдвиговых зон.

Вторая система трещин — диагональная. Простираение отдельных разрывов составляет с простираем сдвиговой зоны угол порядка $15-30^\circ$ (см. рис. 4). Плоскость сместителя протяженных трещин, пересекающих всю зону, имеет слабовыраженную пропеллереобразную форму. Падение сместителя в осевой части зоны вертикальное, в удалении от нее приобретает тенденцию выполаживания до $85-80^\circ$. Почти перпендикулярное положение оси растяжения к плоскостям сместителей трещин этой системы обуславливает благоприятные условия для развития по ним сбросовых движений. Формирующиеся при этом микрограбены наследуют кулисное расположение разрывов. В целом трещины диагональной системы генетически классифицируются как левосторонние сдвиго-сбросы. В отличие от трещин поперечной системы они характеризуются более поздним заложением, однако по своей структурообразующей роли более значимы. На протяжении всего развития морфология их сместителя практически не меняется.

СООТНОШЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ТРЕЩИН В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ

В процессе моделирования сдвиговой зоны предприняты попытки количественной оценки корреляционных связей между отдельными структурными параметрами.

Для трещин диагональной системы была изучена взаимосвязь параметров l и m (см. рис. 5). Статистическая обработка собранного материала показала наличие зависимости (при коэффициенте корреляции $r = 0,68$), описываемой следующим уравнением регрессии:

$$m = 0,15l + 0,04. \quad (4)$$

Полученное уравнение несколько отличается от ранее рассчитанных другими исследователями по экспериментальным и эмпирическим данным.

Дополнительно было изучено соотношение длин разрывов (l) с амплитудой горизонтального смещения по ним (a). При высоком коэффициенте корреляции ($r = 0,81$) для трещин диагональной системы (рис. 6, а) эта зависимость описывается уравнением

$$a = 0,1l - 0,01. \quad (5)$$

Уравнение регрессии, рассчитанное по набору параметров амплитуд и длин для трещин поперечной системы (рис. 6, б) несколько отличается от уравнения (5):

$$a = 0,06l - 0,016(r = 0,68). \quad (6)$$

Следует отметить, что коэффициенты в уравнениях (5) и (6) не остаются постоянными, и величина их зависит от пространственного положения исследуемых систем трещин. Из эксперимента установлено, что для двух равновеликих по длине, но разнонаправленных трещин величина амплитуды горизонтального смещения будет большей у той, у которой меньше угол между ее простиранием и направлением осевой линии сдвиговой зоны.

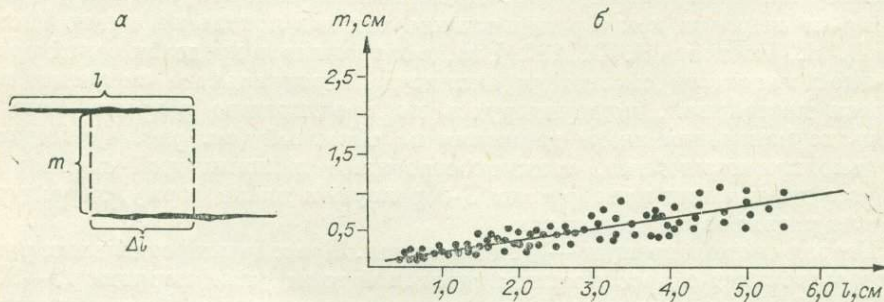


Рис. 5. Параметры трещин в сдвиговой зоне m , l , Δl .

a — l длина трещины; Δl — перекрытие трещин; m — расстояние между равновеликими, параллельными трещинами; б — график зависимости $m = f(l)$.

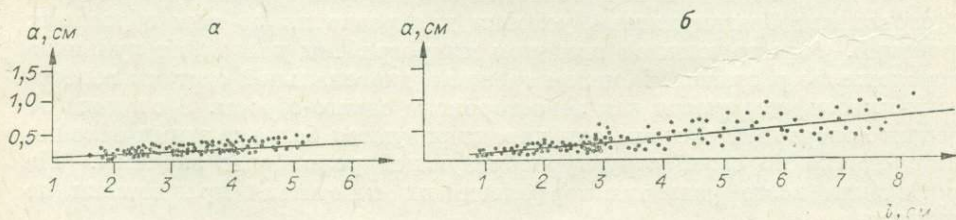


Рис. 6. Графики зависимости $a = f(l)$ для трещин диагональной (а) и поперечной (б) систем.

Проведенное сравнение формализованных выражений связи a и l (5) и (6) с имеющимися эмпирическими данными обнаруживает вполне удовлетворительную сопоставимость результатов:

$$a = 0,01 l^{1,15} \text{ [Herve J. C., Cailleux A., 1962]} \quad (7)$$

$$a = 0,013 l^{1,2} \text{ [Рац М. В., 1965];} \quad (8)$$

$$a = 0,08 l^{0,77} \pm 1,46 \text{ [Ружич В. В., 1972];} \quad (9)$$

$$a = 0,22 l^{0,69} \text{ [Шерман С. И., 1977].} \quad (10)$$

ВЛИЯНИЕ ТОЛЩИНЫ РАЗРУШАЕМОЙ МОДЕЛИ НА ШИРИНУ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ

В процессе моделирования отмечена тесная связь ширины зоны дробления (M) с мощностью разрушаемой модели (H). Для получения количественных характеристик связи этих параметров было проведено несколько серий опытов на моделях различной мощности с меняющейся от серии к серии скоростью деформирования. Результаты трех серий экспериментов, сведенные на один график (рис. 7), показали тесную линейную связь параметров M и H . Характер этой связи остается неизменным для использованных разных скоростей деформаций. При высокой корреляционной зависимости ($r = 0,89$) функциональная связь параметров описывается уравнением регрессии следующего вида:

$$M = 1,67H + 0,50. \quad (11)$$

Исходя из полученного выражения (11), можно предполагать, что в континентальной земной коре при ее средней мощности 40—45 км возможно формирование сдвиговых зон дробления шириной до 80 км и более. Этот вывод хорошо подтверждается данными, приведенными Г. В. Уэлманом (1974) по сдвиговым зонам Земли. Что же касается коры океанической, то, не вдаваясь в количественные оценки, отметим, что в ее пределах также следует ожидать некоторого стандартного значения параметра M , заведомо меньшего по величине, чем M континентальных сдвигов.

СВОДОБРАЗОВАНИЕ НАД СДВИГОВОЙ ЗОНОЙ

В процессе моделирования отмечено увеличение мощности образца модели в пределах сдвиговой зоны, выражающееся в появлении сводообразного поднятия (рис. 8). Детальные наблюдения над возникновением и ростом свода позволили предположить его природу.

Величина приращения мощности модели в зоне сдвига ΣH складывается из пликативной $H_{\text{п}}$ и дизъюнктивной $H_{\text{д}}$ составляющих, последующее накопление которых происходит в ранее выделенные одноименные стадии развития структуры. В пликативную стадию в условиях сложного напряженного состояния происходит перераспределение деформируемого материала в пределах

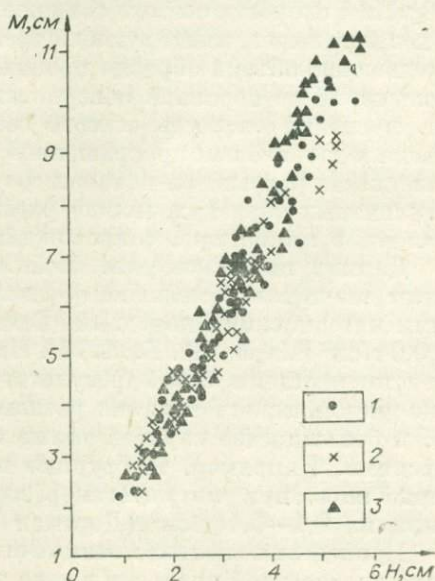


Рис. 7. График зависимости $M = f(H)$. Точки, полученные при разных скоростях деформации, мм/мин.
1 — 3, 2 — 12, 3 — 24.

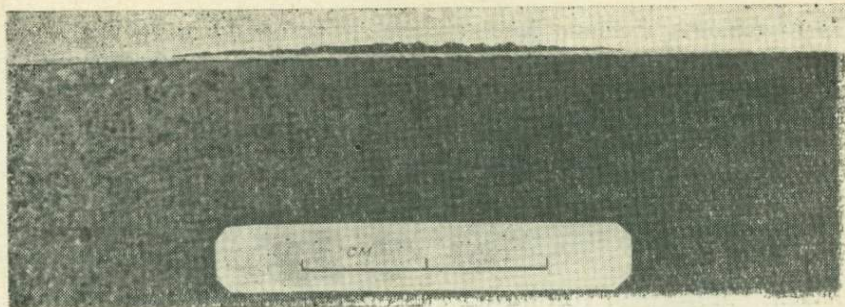


Рис. 8. Увеличение мощности образца в зоне сдвига.

линейной зоны. Наблюдается его скучивание и выдавливание вверх, чем достигается первоначальный эффект сводообразования. В последующую дизъюнктивнопликативную стадию формируется сетка разрывных нарушений, обуславливая «разуплотнение» модельного материала. Как известно из механики твердого тела, разрушение любых материалов, в том числе и горных пород, сопровождается изменениями их объемов. При этом эффект приращения объема пропорционален интенсивности дробления первоначально монолитного субстрата. В пределах сдвиговой зоны коэффициент раздробленности возрастает по мере приближения к осевой части. Именно там мы регистрируем максимальное приращение мощности модели, связанное с разуплотнением. В целом за пликативную и дизъюнктивнопликативную стадии развития сдвиговой структуры происходит формирование сводового поднятия, в первом приближении изометричного, со сложной морфологией поверхности.

Автор придерживается мнения, что дилатационный эффект можно распространять как на отдельные разломы, так и на их зоны, в пределах которых материал земной коры претерпевает сложную физико-механическую переработку. Весомым аргументом в пользу физической реальности обсуждаемого процесса являются результаты экспериментов по изучению деформационных свойств горных пород. Так, например, алевролиты и аргиллиты деформируются необратимо, обнаруживая эффект приращения объема от 1,5 до 6,5% [Зубковская Е. И., 1978].

Викс И. и Байерл Г. [Weeks J., Byerl G., 1978] изучали поведение частично дробленных гранитных образцов при всестороннем давлении 400 мПа и скорости осевого сокращения 1,9 мм/с. Предварительно в образце делался вырез, имитирующий трещину под углом 30° к оси нагружения. Уменьшение объема образца происходило до тех пор, пока не начиналось скольжение по неровной поверхности разреза. В момент первых признаков смещения скорость осевого сокращения резко падала, уменьшение объема в дальнейшем прекращалось, по мере образования глинки трения в плоскости разрыва он начинал возрастать. Этот процесс, развивающийся в гранитных образцах, можно рассматривать как процесс формирования разлома в миниатюре, сопровождающийся увеличением объема.

Данные по физическим свойствам тектонитов показывают, что они имеют значительно меньшие объемные массы по сравнению с ненарушенными материнскими породами. Величины расхождения варьируют от 0,1 до 0,9 г/см³ [Марков А. Б., 1977]. Наряду с катакластическими явлениями, представляющими собой результат механической переработки пород в зоне динамического влияния разлома, развиваются процессы метаморфизма, в большинстве случаев также сопровождающиеся плотностными инверсиями. Например, текстурные преобразования, вызываемые гранитизацией пород при ультраметаморфизме, сопровождаются понижением плотности на 0,1—0,4 г/см³ [Дортман Н. Б., 1976] (рис. 9).

Приведенные количественные оценки указывают на тот факт, что вследствие плотностной инверсии в зоне динамического влияния развивающего-

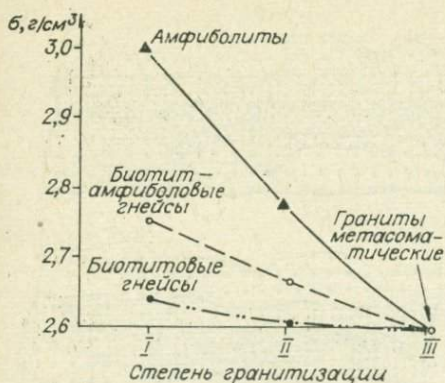


Рис. 9. Характер изменения плотности некоторых пород в зависимости от степени гранулитизации [по Дубинчик Э. Я., 1970].

разломом блоков земной коры. Направление смещения блоков при этом будет предопределяться положением плоскости сместителя (рис. 10).

ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ

По методике, разработанной в Лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР, предпринята попытка выявить распределение деформаций в пределах сдвиговой зоны. Суть методики заключается в следующем. На модель до деформации наносится реперная сетка колец произвольного диаметра. В процессе эксперимента кольца изменяются, принимая форму эллипса. Опираясь соотношением начального диаметра круга L_0 , короткой оси эллипса L_{\min} и его длинной оси L_{\max} , мы в состоянии рассчитывать деформацию удлинения E_{\max} , деформацию укорочения E_{\min} , деформацию сдвига γ , а также скорости сдвига j [Михайлова А. В., 1971]. Процесс формирования сдвиговой зоны изучался поэтапно. Продолжительность всех этапов была одинакова и определялась амплитудой перемещения подложки, равной 6 мм. Всего выделено девять стадий, и для каждой дана соответствующая деформационная характеристика.

Анализ полученных диаграмм в изолиниях показывает, что поле деформаций в пределах сдвиговой зоны имеет сложную дифференцированную картину. Степень деформации постепенно возрастает от краевых частей зоны к центральным, достигая там максимальных значений. Дифференцированность поля деформаций выражается в появлении уже в первые этапы развития структуры областей локальных максимумов (рис. 11, 12). Они, как правило, ложатся отдельными пятнами в пределах осевой части зоны, разграничиваясь областями с фоновыми значениями количества деформации. Частота встречаемости локализованных максимумов, по-видимому, определяется реологическими свойствами разрушаемого материала, а их расположение — распределением первичных дефектов и неоднородностей. Однажды появившись, максимум остается в пределах области своего влияния, испытывая незначительные флуктуации центра. По мере увеличения амплитуды смещения основания принципиальная картина распределения деформаций в пределах сдвиговой зоны почти не меняется. Наблюдается только накопление деформации и «стягивание» ее к осевой части зоны. В конечные стадии процесса деформационные максимумы принимают наиболее выраженный характер (см. рис. 11, 12).

Таким образом, поле деформаций в сдвиговой зоне характеризуется сложностью и неоднородностью. Как для E_{\max} , так и для E_{\min} выделяются локальные максимумы, совпадающие друг с другом при наложении соот-

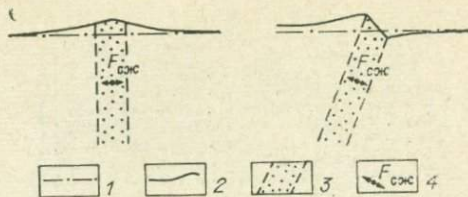


Рис. 10. Схема возможной реализации движения по разлому за счет разуплотнения материала в его зоне.

1 — земная поверхность до образования разлома; 2 — то же, после образования разлома; 3 — зона разуплотнения материала; 4 — направление перемещения блоков разграничиваемых разломов.

ся разлома неминуемо должен возникнуть дефицит объема, реализация которого возможна лишь посредством раздвижения разграничиваемых этим

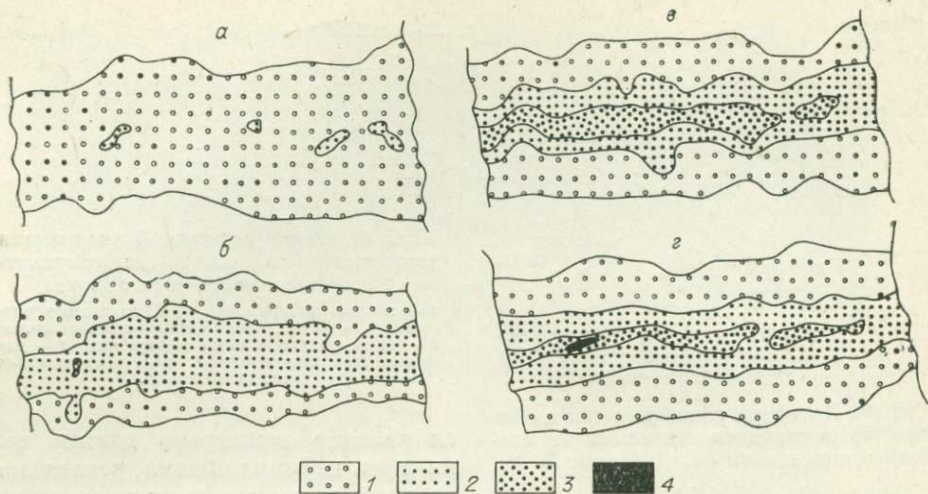


Рис. 11. Постадийная характеристика деформации удлинения в сдвиговой зоне. Стадии:

а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые значения деформаций удлинения:

1) $0-1 \cdot 10^{-1}$; 2) $1 \cdot 10^{-1}-2 \cdot 10^{-1}$; 3) $2 \cdot 10^{-1}$; 4) $3 \cdot 10^{-1}$.

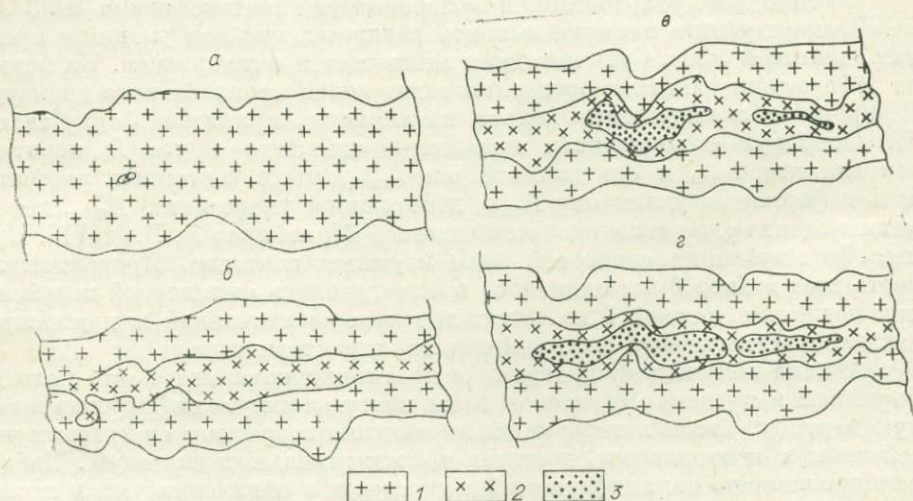


Рис. 12. Постадийная характеристика деформаций укорочения в сдвиговой зоне. Стадии:

а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые значения деформаций укорочения:

1) $0-1 \cdot 10^{-1}$; 2) $1 \cdot 10^{-1}-2 \cdot 10^{-1}$; 3) $2 \cdot 10^{-1}-3 \cdot 10^{-1}$.

ветствующих диаграмм. Диаграммам, отображающим величины сдвиговых деформаций j (рис. 13) и скорости их накопления \dot{j} (рис. 14), также присуще распространение локальных максимумов и минимумов, пространственно совпадающих с таковыми в полях E_{\max} и E_{\min} . При исследовании плотности разрывных нарушений отмечено, что ее более высокие значения закономерно приурочены к локализованным максимумам E_{\max} , E_{\min} , j , \dot{j} . Таким образом, в сдвиговой зоне выделяются участки с разной степенью активности, проявляемой в процессе ее развития. В этой связи каждый элементарный объем, выделенный условно в исследуемой струк-

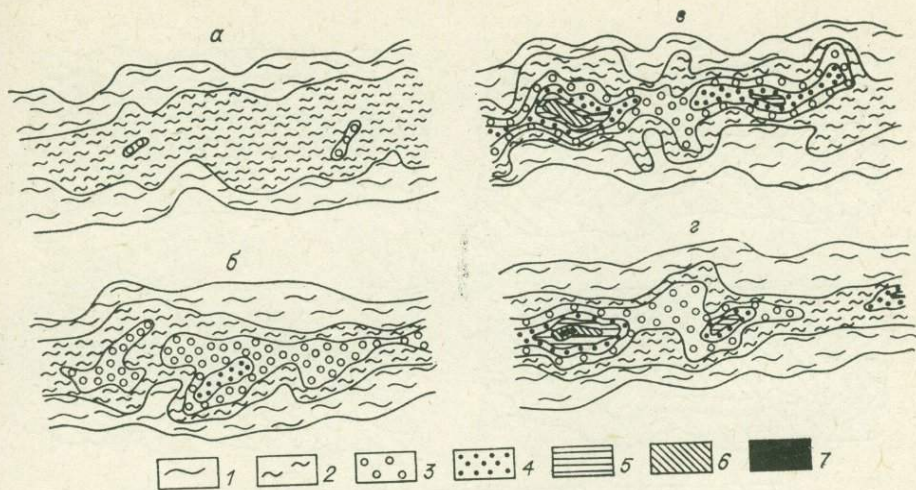


Рис. 13. Постадийная характеристика деформаций сдвига в сдвиговой зоне.
Стадии:

а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые характеристики деформаций сдвига:

1) $0-10^{-1}$; 2) $1 \cdot 10^{-1}-2 \cdot 10^{-1}$; 3) $2 \cdot 10^{-1}-3 \cdot 10^{-1}$; 4) $3 \cdot 10^{-1}-4 \cdot 10^{-1}$; 5) $4 \cdot 10^{-1}-5 \cdot 10^{-1}$;
6) $5 \cdot 10^{-1}-6 \cdot 10^{-1}$; 7) $6 \cdot 10^{-1}$

туре, будет характеризоваться своими значениями E_{\max} , E_{\min} , j , \dot{j} . Для него будет характерна своя плотность разрывных нарушений, определяемая реологическими свойствами материала и скоростью деформации. Кроме того, поскольку скорость деформации (\dot{j}), напряжение (τ) и вязкость (η) есть параметры взаимосвязанные и взаимообусловленные, то для каждого элементарного объема они также будут иметь строго определенное значение. Поля распределения τ и η , построенные на основе полученных нами зависимостей $\dot{j} \sim \tau$ (см. рис. 1, б) и $\eta \sim \tau$ (см. рис. 1, в), дают нам представление об их распределении в пределах сдвиговой зоны (рис. 15, 16).

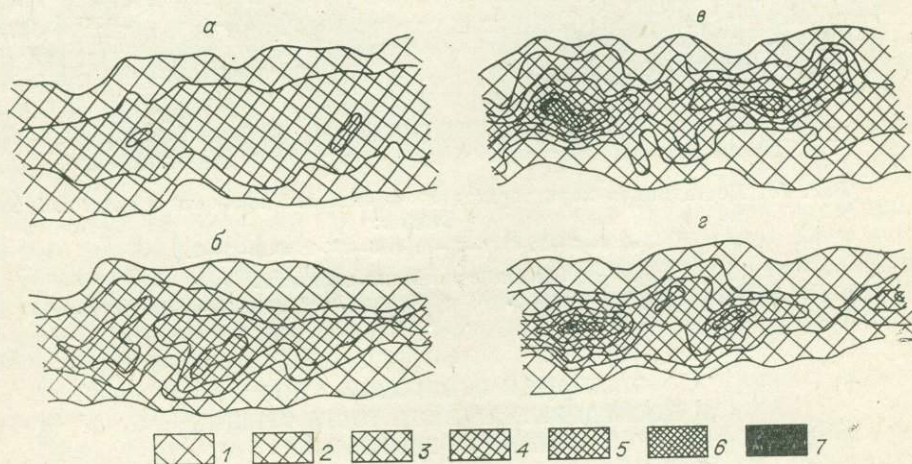


Рис. 14. Постадийная характеристика скоростей деформаций сдвига в сдвиговой зоне. Стадии:

а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые значения скорости деформаций сдвига:

1) $0-10^{-4}$; 2) $1 \cdot 10^{-4}-2 \cdot 10^{-4}$; 3) $2 \cdot 10^{-4}-3 \cdot 10^{-4}$; 4) $3 \cdot 10^{-4}-4 \cdot 10^{-4}$; 5) $4 \cdot 10^{-4}-5 \times 10^{-4}$;
6) $5 \cdot 10^{-4}-6 \cdot 10^{-4}$; 7) $6 \cdot 10^{-4}$

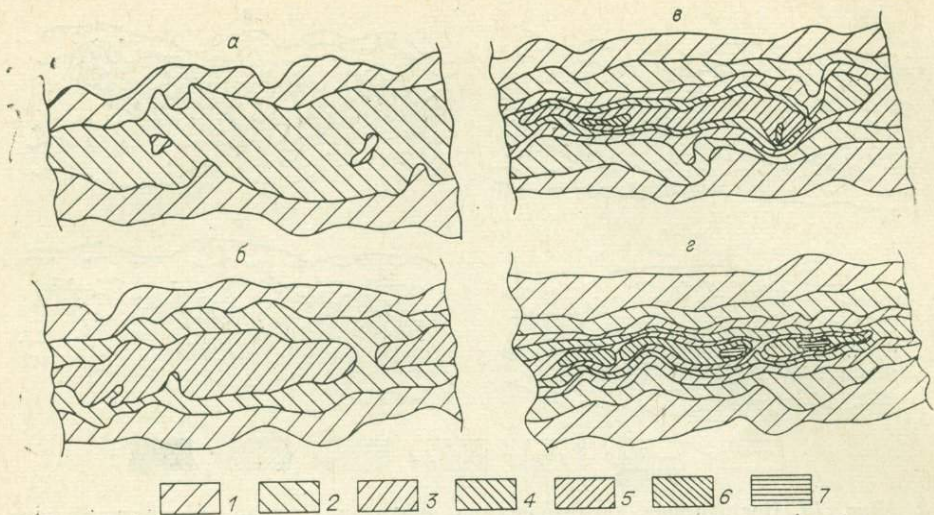


Рис. 15. Постадийная характеристика напряжений в сдвиговой зоне. Стадии: а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые значения напряжений:

- 1) 5,5; 2) 5,5—5,75; 3) 5,75—5,90; 4) 5,90—6,05; 5) 6,05—6,20; 6) 6,20—6,35; 7) > 6,35.

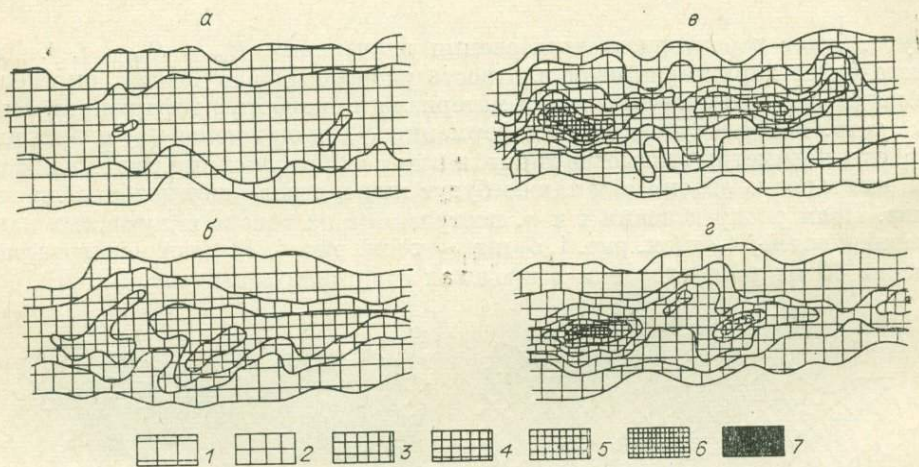


Рис. 16. Постадийная характеристика эффективной вязкости в сдвиговой зоне. Стадии:

- а) 0—3—2; б) 0—3—3; в) 0—3—4; г) 0—3—5.

Числовые значения вязкости.

- 1) 10^7 ; 2) $9 \cdot 10^6$ — $8 \cdot 10^6$; 3) $8 \cdot 10^6$ — $7 \cdot 10^6$; 4) $7 \cdot 10^6$ — $6 \cdot 10^6$; 5) $6 \cdot 10^6$ — $5 \cdot 10^6$; 6) $5 \cdot 10^6$ — $4 \cdot 10^6$; 7) $4 \cdot 10^6$.

ЭВОЛЮЦИЯ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РОСТА ТРЕЩИН РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕРАЦИЙ

В процессе моделирования выявлена закономерная направленность в эволюции сдвиговой зоны. После пликативной стадии деформации мы фиксируем заложение и развитие систем трещин. Их плотность в каждом элементарном объеме будет определяться скоростью деформации, т. е. при каждой фиксированной скорости деформации реализуется сетка разрывных нарушений со строго определенной плотностью.

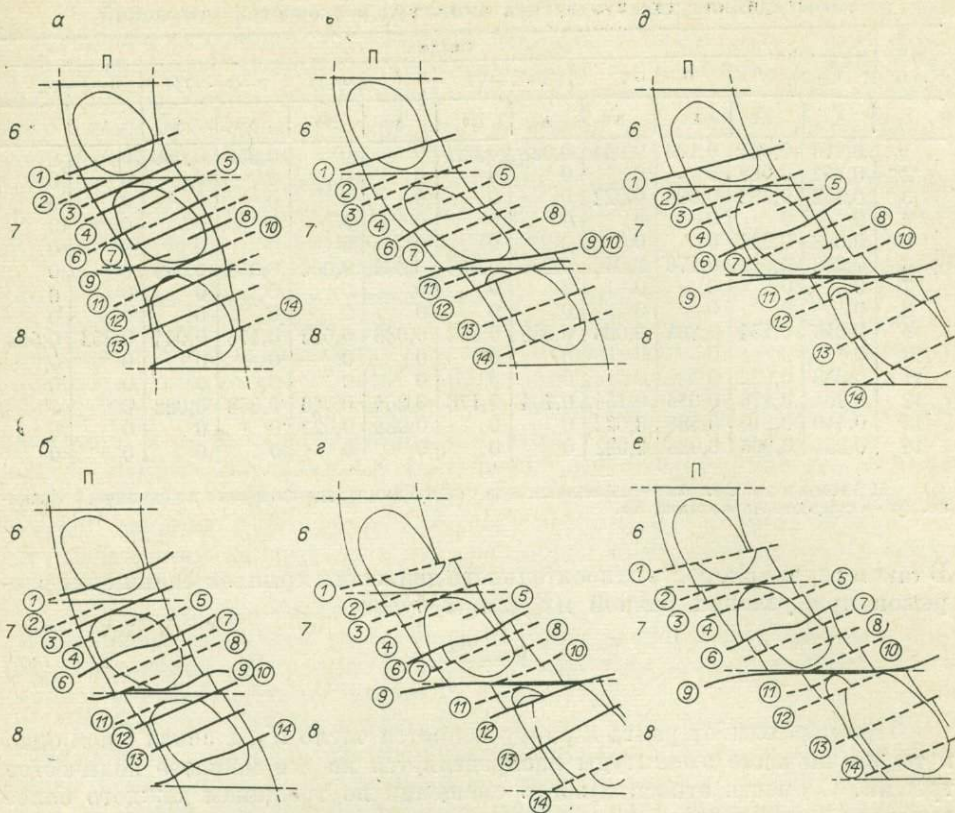


Рис. 17. Характеристика движений по разрывам в пределах сдвиговой зоны.
 а — е — нумерация стадий. Цифры в кружках — номера трещин. Оцифровка реперной сетки
 колец: 6, 7, 8 — числовая по горизонтали, П — буквенная по вертикали.

Первоначально возникшую систему со средней длиной единичного разрыва l_0 назовем системой первого ранга. По мере развития деформаций в сдвиговой зоне происходит дальнейшее развитие этой системы, заключающееся в синхронном разрастании всех трещин. В некоторый момент времени плотность разрывов первого ранга достигает величины (при новой длине единичного разрыва l_1), при которой дальнейшее гармоничное развитие всей системы становится невозможным. Отдельные трещины в силу благоприятно сложившихся условий получают преимущество роста, снимая напряжения с трещин, попавших в область их влияния. Происходит разрежение активно развивающихся трещин, соответствующих новому, более высокому по сравнению с первым, второму рангу. Трещины второго ранга, развиваясь и достигая критической плотности, дают начало более высокому, третьему, рангу. При переходе от ранга к рангу наблюдается постепенное сокращение количества активных трещин с одновременным увеличением их длины. Высшему рангу будет соответствовать образование магистрального разрыва.

Из сказанного следует, что в каждый фиксированный момент времени активными являются трещины максимальной длины.

При переходе от ранга к рангу наблюдается изменение скорости относительного смещения крыльев у развивающихся трещин. Это происходит по следующим причинам. Амплитуда смещения основания рассредоточивается по всей ширине M сдвиговой зоны. Одна ее часть компенсируется пластической деформацией, а другая распределяется на N_i активных в данный момент трещин. В частности, для трещин низшего ранга численное значение N_0 будет максимальным. Пусть скорость смещения основания постоянна и за интервал времени t достигается смещение амплитудой A_0 .

Постадийная характеристика амплитуд и скоростей движений

№ трещины	Стадии											
	0-3-IV		0-3-V		0-3-VI		0-3-VII		0-3-VIII		0-3-IX	
	Δa	Δv	Δa	Δv	Δa	Δv	Δa	Δv	Δa	Δv	Δa	Δv
1	0,176	0,044	0,176	0,044	0,088	0,022	0	0	0,352	0,088	0	0
2	0,352	0,088	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0,352	0,088	0,088	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0,088	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	0,352	0,088	0,176	0,044	0,264	0,066	0,264	0,066	0,352	0,088	0	0
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9	0,616	0,154	0,264	0,066	0,088	0,022	0,088	0,022	0,176	0,044	0,352	0,088
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11	0,088	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12	0,704	0,176	0,616	0,154	0,704	0,176	0,264	0,066	0,088	0,022	0	0
13	0,440	0,110	0,088	0,022	0	0	0,088	0,022	0	0	0	0
14	0,264	0,066	0,088	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0

Примечание. Δa — накопленная за стадию амплитуда смещения по единичной трещине. Δv — скорость накопления Δa .

В таком случае скорость относительного движения крыльев единичных разрывов при условии равной их длины будет

$$V = \frac{A_0}{N_0 t} \quad (14)$$

При переходе от ранга к рангу меняется число N_i , в связи с чем одно и то же значение амплитуды распределяется на все меньшее количество трещин. Скорость относительного смещения по трещинам каждого более высокого ранга в связи с этим возрастает. Следует отметить, что переход от одной скорости к другой происходит плавно, посредством постепенного замедления движения по одним и ускорения по другим трещинам. Такое ускорение горизонтальных смещений по разрывам при переходе от ранга к рангу продолжается до образования магистрального разрыва, скорость смещения по которому будет равнозначна скорости смещения основания.

С целью количественного обоснования изложенной схемы эволюции сетки трещин в пределах сдвиговой зоны прослежено изменение деформации по пересечению П—П₁ (рис. 17).

В четвертый этап развития структуры по пересечению фиксируется возникновение 14 трещин. Длина их, а также и скорости смещения по ним не равнозначны. В дальнейшие стадии развития для части трещин фиксируется снижение скорости смещения, что приводит к ускорению движения для другой части. Одни трещины, теряя скорость до нуля, становятся «пассивно развивающимися» структурами, другие же, достигнув такого состояния, через некоторое время вновь активизируются и только после этого переходят в пассивную структуру. Так случилось с трещинами 1 и 13 (табл. 1). Всплеск активности по этим трещинам сказывается на скоростных характеристиках других, занижая их. В целом же сохраняется тенденция ускорения движения по разрывам в процессе развития сдвиговой зоны при постоянной скорости смещения основания. С этой точки зрения можно объяснять наличие всей гаммы скоростей в пределах сдвиговых зон, а возможно, и глубже понять сейсмические процессы.

ВЫВОДЫ

На основании результатов полевых наблюдений, результатов моделирования, а также литературных данных определим комплекс признаков, характерных для сдвиговых зон.

1. Сдвиговые зоны представляют собой линейные пояса смятия земной коры с закономерной системой разрывных нарушений.

2. Основная структурообразующая роль в собственно сдвиговой зоне отводится двум системам трещин: поперечной и диагональной. Остальная гамма генетически разнородных разрывов имеет подчиненный характер и лишь осложняет общую структуру зоны.

3. Плотность разрывных нарушений в пределах сдвиговой зоны не постоянна. Она увеличивается к центру зоны. При этом наблюдаются ее локальные вариации по простиранию структуры.

4. Заложение и дальнейшая эволюция сетки разрывных нарушений имеет определенную направленность от множества мелких косоориентированных к простиранию зоны разрывов к единой магистральной трещине, пространственно совпадающей с осевой линией сдвига. При этом процесс носит равномерно ускоренный поранговый характер.

5. Ширина дробления сдвиговых зон определяется мощностью земной коры и ее реологическими свойствами.

6. В пределах сдвиговой зоны регистрируется сложное дифференцированное поле деформаций. Их неравнозначное распределение обуславливает наличие в структуре участков с различной степенью активности. В связи с этим каждый элементарный объем имеет свой набор числовых характеристик.

7. Процесс формирования сдвиговой структуры сопровождается уплотнением вещества в ее пределах за счет дилатации и метаморфических преобразований материала. Возникший при этом дефицит объема реализуется в развивающемся сводовом поднятии.

В настоящее время эксперимент в тектонике вследствие недостатка точных реологических характеристик природных процессов не может служить окончательным аргументом в решении геологической проблемы. Тем не менее тектоническое моделирование, став на прочную научную основу, широко используется в геологическом мире для подтверждения развиваемых взглядов на механизм формирования той или иной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 3—19.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 133—179.
- Гентнер Т. М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1970, № 4, с. 81—89.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963. 540 с.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 533 с.
- Дортман Н. Б. Плотность метаморфических пород. — В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М., Недра, 1976, с. 75—80.
- Зубковская Е. И. О развитии трещиноватости в алевритах и аргиллитах при повышенных давлениях. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 1, с. 173—176.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., Наука, 1965. 211 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 379 с.
- Марков А. Б. Инженерно-геологические особенности тектонитов. Душанбе, Дошиш, 1977. 172 с.
- Михайлова А. В. Методика количественной оценки перемещений и напряжений в пластических непрозрачных моделях. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. — М., Наука, 1971, с. 38—48.
- Михайлова А. В., Осокина Д. Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях). — В кн.: Современные движения земной коры. Таргу, 1973, с. 589—594.
- Муди Дж., Хилл М. Д. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960, с. 263—333.
- Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений.

- трясений с учетом третьего главного напряжения.— В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с. 163—184.
- Парфенов В. Д., Жуковский С. Д.** Моделирование хрупкого разрушения.— Геотектоника, 1966, № 4, с. 112—117.
- Пейве А. В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В.** Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 35—72.
- Пейве А. В.** Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—51.
- Пейве А. В.** и др. Тектоника Памиро-Гималайского сектора.— В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез.— Докл. сов. геол. 22 сессия МГК, пробл. 11, М., Недра, 1964, с. 156—172.
- Пейве А. В.** Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 30—37.
- Рац М. В.** Статистический анализ сдвигов в склеросфере Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, № 3, с. 123—124.
- Ружич В. В.** Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 23 с.
- Ружич В. В.** Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 41—48.
- Столянов С. С.** Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977. 144 с.
- Уилсон Дж.** Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 58—67.
- Уэлман Г. В.** Сдвиговые (транскурентные) системы разрывов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972. с. 468—473.
- Шерман С. И.** Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С. И., Леви К. Г.** Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 7—18.
- Шульц С. С.** Линейные и мозаичные системы сдвигов на космических снимках Земли.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 1, с. 16—21.
- Caultillot V., Tapponier P., Varet I.** Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model.— Tectonophysics, 1974, v. 24, p. 317—329.
- Das S., Filson J. R.** On tectonics of Asia.— Earth and Planetary Sci. Lett., 1975, v. 28, p. 241—253.
- Emons R. G.** Strike-slip control.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1965, No 82, p. 56—64.
- Filder G.** Strike-slip faulting in the Vaporum region of the Moon.— Quart. J. of Geol. Soc., 1964, v. 120, p. 275—281.
- Hodgson J. H.** Current status of fault-plane studies (A summing up) — Pubs. Dominion Observ., Ottawa, 1959, v. 20, No 2, p. 413—418.
- Herve J. C., Caileux A.** Etude quantitative des failles de Pechelbron (Bas. Rhine).— Cahiers Geologique, 1962, No 68—69, p. 733—741.
- Lillie A. B.** Folds and faults in the New Zealand Alps and their tectonic significance.— Proc. Roy. Soc. N. Z., 1961, v. 89, No 1, p. 57—85.
- Mitchell-Thome R. C.** Wrench-faulting and orogeny.— Acta geol. Acad. Scient. Hung., 1962, v. 7, No 3—4, p. 415—425.
- Moody J. D.** Wrench fault tectonics.— Mines Mag., 1962, v. 52, No 5, p. 22—24.
- Nicolas A., Bouchez J. L., Blaise J., Poirier J. P.** Geologist aspects of deformation in continental shear zones.— Tectonophysics, 1977, v. 42, p. 55—73.
- Ortel G.** The mechanism of faulting in clay experiments. Geophysics, 1965, v. 2, No 5, p. 343—393.
- Pavony N.** Faulting durch Horizontal verschiebung.— Eologae geol. helv., 1961, v. 54, No 2, p. 515—534.
- Scheidegger A. E.** Distribution of seismic faulting in the world.— Geophys. pura. appl., 1957, v. 38, p. 1—9.
- Scheidegger A. E.** Faults and earthquakes.— Canad. Oil and Gas Inds., 1961, v. 14, No 4, p. 33—42.
- Tanner W. F.** Surface structure patterns obtained from strikeslip models.— J. Geol., 1962, v. 70, No 1, p. 101—107.
- Tchalenko I. S.** The evolution of king-bands and development of compression textures in sheared clay.— Tectonophysics, 1968, v. 6, No 2, p. 159—174.
- Weeks I., Byerli G.** Preliminary investigation of volume changes in crushed granite preceding strike-slip fault.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 5, No 10, p. 832—834.
- Wilson I. T.** A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, v. 207, p. 343—347.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАЗЛОМОВ

Разломы играют большую роль в структуре земной коры и являются достаточно хорошо изученными геологическими объектами. Известны закономерности их глобальной ориентировки, морфогенетическая классификация, взаимоотношения некоторых параметров, роль в структурном контроле и локализации магматических, метасоматических рудных и нерудных тел и ряд других характеристик.

Неоспоримое прикладное значение имеют разломы в контроле рудных полей, отдельных месторождений и тел.

Значительный вклад в исследование закономерностей формирования рудоконтролирующих разломов внесен советскими геологами (Г. Д. Ажгиреем, В. В. Белоусовым, В. С. Буртманом, Ф. И. Вольфсоном, М. В. Гзовским, В. К. Гавришом, В. И. Казанским, А. В. Королевым, И. П. Кушнаревым, А. Е. Михайловым, В. А. Невским, Е. И. Паталахой, А. В. Пейве, А. И. Суворовым, Е. И. Смеховым, И. Н. Томсоном, В. Е. Хаиным, И. И. Чебаненко и др.). Известен ряд работ, посвященных экспериментальным и теоретическим исследованиям образования разрывных нарушений. В последние годы все шире используются количественные методы изучения разрывных и складчатых структур (работы А. В. Вихерта, М. В. Гзовского и его коллег, М. В. Раца, С. И. Шермана). Это в значительной степени связано с необходимостью совершенствования методов детального количественного прогнозирования для оценки перспектив рудных полей и месторождений и направления поисковых работ, особенно в случае скрытого оруденения. При изучении структур рудных полей и месторождений большое внимание уделяется систематике разломов по масштабам, истории развития, строению (исследования В. Ф. Чернышева, В. А. Невского, В. И. Казанского и др.).

Установлено, что контроль разломами эндогенных рудных месторождений, развитых в верхних и нижних структурных этажах земной коры, осуществляется неодинаково. Так, например, месторождения верхних структурных этажей приурочены к сравнительно мелким разломам оперения крупных разрывных структур и редко встречаются непосредственно в последних. Месторождения нижних структурных этажей, развитые в породах кристаллического фундамента, где формирование крупных разломов подчинено принципиально иным закономерностям, чаще всего приурочены непосредственно к крупным разломам [Вольфсон Ф. И. и др., 1969; Структурные условия..., 1973; Геологические структуры..., 1978]. Это в некоторой степени касается и месторождений различной специализации. А. А. Малахов (1970), рассматривая вопрос о глубинах формирования эндогенных месторождений Тянь-Шаня, отмечает, что семейства карбонатно-кварц-серебро-свинцовых, кварц-золото-серебряных, серицит-кварц-золото-медных и других формаций размещаются чаще всего в трещинах оперения крупных разломов и зонах дробления. В то же время семейства кварц-барит-флюорит-свинцовых жил колчеданно-полиметаллических формаций приурочены непосредственно к зонам крупных разломов. В первом случае глубина формирования месторождений в среднем 300—600 м, во втором — 1000—1400 м. Детальные исследования по определению специализации и концентрации оруденения, проведенные в последние годы, показали, что если в первом случае роль разломов ничтожна, то во втором она занимает ведущее место. Одним из основных структурно-геологических факторов образования крупных и уникальных месторождений является наличие мест пересечения определенных систем линейных глобальных дислокаций с рудными поясами [Фаворская М. А. и др., 1974; Томсон И. Н., Полякова О. П., 1979]. В пределах Южной и Северной Аме-

рики они имеют преимущественно широтную ориентировку, в значительной части Евразии и в Африке — меридиональную. В то же время контроль небольших месторождений соответствующего состава подчиняется принципиально иным закономерностям. Однако и здесь места пересечения разрывов различного типа не остаются индифферентными к локализации рудного вещества. Значительная часть структур эндогенных месторождений определяется сочетанием крутопадающих секущих трещин с зонами пологозалегающих разрывных нарушений [Королев А. В., Шехтман П. А., 1954, 1965; Структурные условия..., 1973].

В советской и зарубежной литературе существуют исследования регионального плана, где достаточно подробно обсуждается рудоконтролирующая роль разломов, однако эта проблема остается далеко не исчерпанной. Так, трудов, посвященных конкретным закономерностям размещения оруденения в зонах разломов, пока еще мало. В ряде работ упоминается о важной роли структурной зональности (среди типов которой выделяются продольная, поперечная и вертикальная) в размещении оруденения как одного из ведущих факторов зонального размещения оруденения и сопутствующей ему минерализации [Лукин Л. И. и др., 1978]. Однако характерные черты этой зональности в пределах месторождений различного типа практически не обсуждаются, поскольку и сами зоны разломов, и особенности присущей им геолого-структурной зональности мало исследованы. Приразломные крылья нужно рассматривать как своеобразные структуры, отличающиеся друг от друга. Некоторая необычность явления заключается в том, что крыло — неотъемлемая структурная часть (деталь) разлома: без крыльев нет разломов.

Никогда раньше мы не пытались рассмотреть крылья разломов в сравнении, однако детальные исследования показали важность такой задачи. В настоящее время существуют лишь ориентировочные классификации крыльев разломов (поднятое — опущенное, активное — пассивное, правое — левое и т. д.) без анализа процессов в крыльях и формирующихся сопутствующих структурах как дизъюнктивных, так и пликативных, в то время как полевые наблюдения и экспериментальные данные показывают, что приразломные зоны представляют собой блоки со сложным строением, оформленные разнопорядковыми и разноориентированными разрывами оперения, а часто и специфическими приразломными пликативными структурами. Характер оперения неодинаков не только у разломов различных кинематических типов (сброс, взброс, надвиг, сдвиг), но даже в пределах одного и того же разлома как вдоль, так и вкрест его простираения, что в значительной степени сказывается на закономерностях размещения магматических и рудных тел в зоне разлома.

Под поперечной структурной зональностью разломов принято понимать закономерное размещение в пространстве различно деформированных горных пород относительно главного шва разрыва; под продольной — закономерное усложнение внутреннего строения от флангов к центру; под вертикальной — изменение с глубиной внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости и морфологии рудных тел [Лукин Л. И. и др., 1978]. Таким образом, одним из аспектов проблемы размещения и зональности рудных объектов различного типа является решение вопросов структурной зональности рудоподводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих разрывов в пределах рудных полей и месторождений различных геотектонических областей, отличающихся как типом рудной специализации, так и характером тектонического режима.

Исследование структурной зональности разломов сводится к решению ряда проблем. Первая из них требует определения характера раздробленности земной коры по обе стороны от осевой (шовной) зоны разлома. Формирование любой региональной разрывной структуры сопровождается, как известно, возникновением в зоне ее влияния значительного числа сопутствующих (оперяющих) разрывов, а часто и различного рода

приразломных пликативных структур. Общие схемы размещения оперяющих структур для разломов различных кинематических типов частично рассматривались ранее [Структуры..., 1960; Стоянов С. С., 1977; и др.].

Однако за пределами внимания остались такие важные вопросы в изучении структурной зональности разломов, как соотношение плотностей оперяющих разрывов в поднятом и опущенном (или активном и пассивном) блоках; характер изменения плотностей оперяющих разрывов в крыльях разломов на равном удалении от осевой плоскости; преобладающие ориентировки оперяющих разрывов в разных крыльях; изменение их кинематических характеристик и влияние амплитуд смещений (вертикальных, горизонтальных) на ширину зоны сопутствующей трещиноватости; форма, размеры, ориентировка пликативных дислокаций в крыльях, ширина зоны сопутствующей приразломной складчатости в зависимости от кинематического типа того или иного разлома.

Большое прикладное значение имеет ширина зон динамического влияния разломов, пропорциональная в первую очередь длине разлома [Шерман С. И., 1977], во вторую — амплитуде смещения [Otsuki K., 1978]. Сейчас есть серьезные основания полагать, что зона динамического влияния разломов при равных названных выше условиях зависит еще от глубины проникновения разломов, их кинематического типа и способа образования, а также мощности «разрушающейся» коры. С увеличением мощности коры увеличивается зона динамического влияния разломов. Различную зону динамического влияния имеют надвиги и сбросы, круто- и пологопадающие разломы. В последнем случае зона динамического влияния будет различной в висячем и лежащем крыльях, в крыльях, расположенных над плоскостью сместителя и под ней.

При решении перечисленных вопросов необходимо учитывать, вероятно, ранг исследуемого разлома (его структурно-системную характеристику), характер тектонического режима области (платформенный, орогенный) и ряд других процессов. Нельзя ограничиваться лишь традиционным качественным описанием структур. Как отмечает Б. И. Смирнов (1978), недостаточно описать, пусть детально и тщательно, разные стороны и свойства сложного геологического объекта, необходимо, кроме того, вскрыть их взаимосвязи и между собой, и со средой. Одна из возможностей установления взаимосвязей между свойствами разломов — определение их количественных параметров. Под количественными параметрами разрывных нарушений принято понимать численное выражение их длины, глубины проникновения, ширины зоны влияния, амплитуды и знака смещения, густоту отдельных систем трещин, процент относительного развития и некоторые другие величины [Шерман С. И., 1977].

К настоящему времени проведен достаточно широкий круг исследований по определению количественных параметров разломов, в результате детального изучения которых в пределах различных регионов получены эмпирические уравнения взаимосвязи между отдельными из них: длиной и глубиной проникновения в земную кору [Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1972, 1973], между длиной и амплитудой смещений [Рац М. В., 1965; Ружич В. В., 1972; Лобацкая Р. М., 1979; Herve J. C., Cailleux A., 1962], длиной и шириной зоны влияния [Шерман С. И., 1977], между частотой встречаемости оперяющих разрывов и шириной нарушенной ими полосы [Стоянов С. С., 1977] и ряд других соотношений [Шерман С. И., 1977; Лобацкая Р. М., 1979; Рац М. В., 1962; Лобацкая Р. М., Намолова М. М., 1979; Otsuki K., 1978; Beach A., 1974; Jaggues A., 1975].

Перечисленные эмпирические зависимости достаточно хорошо отражают закономерности разрушения земной коры различных регионов, но при этом не дают исчерпывающего ответа на многие вопросы, возникающие в процессе изучения разрушения земной коры непосредственно в зонах разломов. В то же время именно количественные параметры разрывов, отражающие закономерности их внутренней структуры, могут открыть

пути локальному количественному прогнозированию рудных объектов, связанных с разломами. Это в равной степени касается как анализа размещения эндогенных месторождений, так и анализа пострудной тектоники на месторождениях любого типа. Попыткой определения количественных параметров оперяющих разрывов являются исследования автора, проведенные в зонах крупных разломов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны [Лобацкая Р. М., Намолова М. М., 1979]. Здесь было установлено закономерное изменение длины оперяющих локальных разрывов, параллельных региональному (генеральному) разлому, по мере их удаления от осевой плоскости последнего. Статистические исследования показали, что длины параллельных разрывов оперения растут с увеличением расстояния до осевой плоскости основного разлома. Этот вывод, несомненно, требует подтверждения в других регионах, однако если он окажется справедлив для зон рудоносных разломов, то, вероятно, позволит более точно прогнозировать местоположение рудных объектов, связанных с разломами оперения определенного порядка.

Следующая задача в изучении локальных закономерностей развития разрывных нарушений сводится к определению кинематических характеристик того или иного разлома; специфики оперяющих структур и движений, которые, в свою очередь, теснейшим образом связаны с напряженным состоянием земной коры. Реакция земной коры на распределение напряжений сказывается как на формировании в целом сети крупных разломов земного шара, так и внутренней структуры отдельных разломных зон. Анализ сети разломов различных регионов показывает, что, несмотря на резкие отличия геологического строения, в каждом из них проявляется одинаковое число зон разноориентированных разломов. Как отмечает В. С. Буртман (1978), это обстоятельство обусловлено тем, что земная кора обладает свойством дискретности по отношению к сколовой деформации, в связи с чем максимальное число систем разломов ограничивается четырьмя или шестью направлениями в зависимости от способа приложения сил.

Не менее значительную роль играет распределение напряжений при формировании каждого из разломов различных кинематических типов. Исследования доказывают неравномерное распределение напряжений в разных крыльях разломов [Гзовский М. В., 1975; Стоянов С. С., 1977; Поля напряжений..., 1979; и др.], что, естественно, определяет специфику сопутствующей трещиноватости. Моделирование процессов в зонах над разломами фундамента позволило выявить некоторые характерные черты их разрушения, являющиеся следствием напряженного состояния в этих зонах. Так, А. С. Григорьевым и его коллегами (1979) установлено, что в надразломной зоне следует ожидать наибольшего возмущения начального поля напряжений, вследствие чего непосредственно над разломом фундамента возникает участок, сильно расчлененный трещинами скола и отрыва. В то же время экспериментальные данные указывают на различный характер развития трещиноватости в активном (опускающемся) и пассивном блоках. В первом случае трещиноватость развивается снизу вверх и, объединяясь, образует один, иногда два разрыва. В пассивном же блоке, напротив, формируются главным образом трещины отрыва, развивающиеся сверху вниз и с глубиной постепенно затухающие. Естественно, что в природных геологических условиях такая ситуация способствует развитию в активных и пассивных крыльях разломов оперяющих структур с различными кинематическими и количественными характеристиками. Так, если следовать известным соотношениям о длине и глубине разрывных нарушений [Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1973], можно предположить, что в активном крыле будут развиваться более протяженные (и более глубоко залегающие согласно данным экспериментальных геологических исследований) разрывы, в пассивном — более короткие разрывы, преимущественно сбросового типа, распространяющиеся на значи-

тельно меньшую глубину. Это предположение, имеющее чрезвычайно большое практическое значение, требует подтверждения конкретными фактами.

О неоднородности распределения напряжений, в частности, в зонах скалывания, свидетельствуют исследования С. С. Стоянова (1977). Изучение им лобовых участков зон сколов дало возможность выявить в распределении напряжений закономерно расположенные секторы сжатия и растяжения, влияющие на формирование структур второго порядка. Наличие этих секторов и их местоположение подтверждаются не только экспериментальными, но и полевыми наблюдениями. Данные, приведенные в упомянутой работе, кроме того, наглядно показывают, что разрывы оперения в крыльях, даже в зонах скалывания (сдвиги), где оба крыла, на первый взгляд, претерпевают однородные деформации, чаще всего не являются зеркальным отражением — для каждого из них характерен свой рисунок разрывов второго порядка. Более сложно должны быть устроены при прочих равных условиях зоны сбросов, взбросов и надвигов, однако детали структурообразования разрывов второго порядка для разломов этих кинематических типов пока еще остаются неизученными.

Следующая из задач в изучении структурной зональности рудоносных разломов связана с выяснением соотношений между структурными элементами зоны разлома и размещения магматических тел и рудных объектов, т. е., в конечном итоге, с определением характерных закономерностей собственно структурной зональностью того или иного месторождения (рудного поля) по отношению к рудоконтролирующему разлому или их группе. Так, В. В. Богацким с соавторами (1976) показано, что проявления золота, ртути и некоторых других рудных концентраций Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна связано с некоторыми оптимальными уровнями плотности разрывов. Достаточно подробно рассмотрена приуроченность рудных тел к трещинам различного масштаба, морфологии и генетической природы В. А. Невским. Им выделено 16 типов рудных тел эндогенных месторождений, из которых 11 связано с крупными трещинами и 5 с зонами мелкой трещиноватости. При этом особо подчеркивается, что многие генетические типы трещин оказывают существенное, а часто и решающее влияние на морфологию, условия залегания рудных тел и закономерности размещения в них оруденения. Так, с местами пересечения и сопряжения крупных тектонических трещин связаны столбо- и гнездобразные тела многих ртутных и сурьмяных месторождений, в то время как редкометалльные линейные макроштокверки чаще всего приурочены к зонам сгущения крупных трещин между сближенными параллельными разломами, а простые и сложные жилы и жилообразные тела золоторудных месторождений с зонами скалывания [Невский В. А., 1979].

Совершенно очевидно, что при определении структурных критериев размещения рудных концентраций в зонах разломов вряд ли можно ограничиться качественными описаниями. Соотношения между структурными и рудными параметрами должны быть выражены эмпирическими уравнениями взаимосвязи, которые, выявляя общие закономерности, позволяют делать более строгий локальный прогноз. Следовательно, еще одна задача, связанная с поставленной проблемой — совершенствование методов количественного анализа как самих разрывных структур, так и их взаимосвязей с размещением рудных концентраций. Вопросы методического плана, как и перечисленные выше, разработаны весьма фрагментарно и требуют доработки, особенно это касается методики количественного подхода к изучению разрывов. Наряду с полевыми геолого-структурными методами и дешифрированием аэрофотоснимков, значительное место могут занять пространственно-статистический анализ с использованием разномасштабных геологических и топографических карт, схем дешифрирования космоснимков, успешно разрабатываемый в последние годы В. В. Богацким и его коллегами (1976), тектонофизические методы исследования

[Гзовский М. В., 1975; Гущенко О. И., 1973; Николаев П. Н., 1977; Поля напряжений..., 1979; и др.], методы математической статистики в изучении параметров разрывов [Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1980].

Подводя итог краткому обзору вопросов изучения структурной зональности разломов, необходимо еще раз ограничить круг основных задач, направленных на их решение: 1) изучение характера раздробленности земной коры по обе стороны от осевой линии разлома; 2) изучение последовательного формирования полей напряжений в крыльях разломов различных кинематических типов; 3) установление закономерностей размещения магматических тел (жил, даек и др.) и рудных концентраций в крыльях рудоконтролирующих разломов; 4) экспериментальные исследования специфики зон дробления в крыльях разломов различных кинематических типов, связи зон дробления с параметрами основного шва и толщиной (мощностью) разрушаемой модели. Последовательное решение этих вопросов имеет важное теоретическое и практическое значение. В первом случае оно внесет вклад в наши представления о механизме разрушения земной коры, во втором — пополнит данные о закономерностях рудоотложения в зонах разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богацкий В. В., Коллеганов Ю. М., Суганов Б. И. Пространственно-статистический анализ геологического строения и размещения полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 106 с.
- Буртман В. С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 21—29.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Чернышев В. Ф. и др. Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений петрологии и минералогии. М., Наука, 1969, с. 107—120.
- Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978. 240 с.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 536 с.
- Григорьев А. С., Михайлова А. С., Шахмурадова З. Е. О кинематических характеристиках движений дневной поверхности и напряженном состоянии осадочного чехла в зонах над разломами фундамента. — Физика Земли, 1979, № 1, с. 3—20.
- Гущенко О. М. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизических интерпретаций при реконструкции палеонапряжений. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2, с. 1140—1144.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954. 114 с.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Недра, 1965. 508 с.
- Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Metallurgizdat, 1947, с. 49—63.
- Лобацкая Р. М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны, Автореф. канд. дис. М., 1979. 24 с.
- Лобацкая Р. М., Намолова М. М. Закономерности развития впадин северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. — Геол. и геофиз., 1979, № 11.
- Лукин Л. И., Вольфсон Ф. И., Королев В. А., Невский В. А. Структурные условия локализации рудообразования — состояние проблемы и пути дальнейших исследований. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 380—420.
- Малахов А. А. О глубинах формирования эндогенных месторождений Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9, М., Наука, 1970, с. 81—100.
- Намолов Е. А. Тектонические условия формирования и закономерности морфологии рудовмещающих разрывов Ирокиндинского рудного поля (Западное Забайкалье). — В кн.: Тектоника и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1979.
- Невский В. А. О внутреннем строении разломов. — Геотектоника, 1967, № 1.
- Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979. 224 с.
- Непунов А. В., Кучма В. Т. О тектонической раздробленности земной коры. — Докл. АН СССР, 1977, т. 322, № 6.
- Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещины и реконструкция полей тектонических напряжений. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 12, с. 103—115.

- Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979. 225 с.
- Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 3, с. 622—625.
- Рац М. В. К проблеме роста разрывов и их связи с землетрясениями.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 6, с. 136—137.
- Ружич В. В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы их формирования. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972, с. 24.
- Смирнов Б. И. Системно-структурные исследования в геологии.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, № 51, с. 81—87.
- Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., Наука, 1977. 144 с.
- Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М., Наука 1973. 164 с.
- Структуры рудных полей и месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1960. 560 с.
- Томсон И. Н., Полякова О. П. О критериях оценки масштабности рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 93—106.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А., Волчанская И. К., Полякова О. П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Недра, 1974. 193 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С. И., Лобацкая Р. М. О корреляционной зависимости между глубиной залегания гипоцентров и длиной разрывов в Байкальской рифтовой зоне.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 455—460.
- Шерман С. И., Лобацкая Р. М. О нижней границе активного проникновения разломов в земную кору.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, с. 40—48.
- Шерман С. И., Лобацкая Р. М. Методика использования количественных параметров разломов в структурно-геологических исследованиях. Иркутск, 1980. 53 с.
- Beach A. The geometry of echelon vein arrays.— Tectonophysics, 1974, v. 28, p. 245—263.
- Herve J. C., Cailleux A. Etude quantitative des failles de Pechelborn (Bas. Rhin) — Cahiers Geologiques, Paris, 1962, p. 68—69.
- Otsuki K. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault.— The Journ. of the Geolog. Society of Japan, 1978, v. 84, N 11, p. 661—669.
- Jaggues A. Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de failles. Exemples en Grete (Crece), C. R. Acad. Sc. Paris. t. 280 (Mavril, 1975).

В. А. САНЬКОВ

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ РАЗЛОМОВ

(краткий обзор проблемы)

Одна из интереснейших и сложных проблем современной тектоники — оценка глубины проникновения разломов. Некоторые аспекты ее решения освещались в геологической литературе [Беньоф Г., 1961; Ващилов Ю. Я., 1966; Гзовский М. В., 1970, 1975; Дедеев В. А., Запольнов А. К., 1972; Пейве А. В., 1956; Семов В. Н., 1977; Суворов А. И., 1973; Федынский В. В., 1977; Хаин В. Е., 1973; Шерман С. И., 1966, 1977; и др.].

Однако выводы исследователей были неодинаковы, что определяется различностью применяемых методов оценки параметра глубины проникновения, а также некоторой неопределенностью самого понятия глубины проникновения.

«Нижняя граница» разлома не всегда достаточно определена и может быть оценена лишь относительно. Это связано со спецификой строения окончаний крупных разломов. По простиранию, как известно, они дихотомизируют и постепенно переходят в зоны повышенной трещиноватости, которые и затухают. По падению нижние концы разломов могут заканчиваться таким же способом, или резко выклиниваться, если доходят до хорошо выраженной горизонтальной границы раздела, или переходить в зоны квазипластического течения вещества литосферы. В таких случаях

нижняя граница становится расплывчатой, и исследователю необходимо уточнить, о какой по своему состоянию нижней границе идет речь.

Большинство геологов [Хорева Б. Я., 1964; Дедеев В. А., Запольнов А. К., 1972; Хаин В. Е., 1973; и др.] подразумевают под глубиной проникновения разлома связь его с определенной оболочкой Земли (геосферой). Эта связь отражает, по-видимому, и источник энергии разломообразования для глобальных и генеральных разломов. С другой стороны, существует, очевидно, и абсолютная глубина проникновения разломов, и чем меньше масштаб разрывного нарушения, тем точнее должна быть определена его нижняя граница.

Образование генеральных и глобальных разломов не поддается описанию лишь с точки зрения хрупкого разрушения, как это следует из теории М. В. Гзовского (1970, 1975). По мнению Е. И. Паталахи (1967), С. И. Шермана (1977), в формировании крупных разломов большую роль играют квазипластическое, пластическое и вязкое течение вещества в зоне разлома. Очевидно, при увеличении масштабы разрывного нарушения роль процессов течения в его формировании увеличивается, что отражает общую специфику образования крупных разрывов. С этой точки зрения нижней границей разлома является глубина, до которой в теле разлома наблюдаются процессы хрупкого разрушения пород (для локальных и региональных разломов) и процессы квазипластического, пластического и вязкого течения (для генеральных и глобальных разломов).

На глубину проникновения разломов существенно влияет фактор времени. Если в зоне разлома не возобновляется движение, то такие разломы «в своих наиболее глубоких частях постепенно релаксируются и перестают отвечать в полном объеме требований понятию «глубинный разлом», хотя на земной поверхности продолжают фиксироваться почти всем комплексом геологических признаков» [Шерман С. И., 1977, с. 87]. Из-за снижения вязкости нижних слоев литосферы для очень крупных разломов понятие нижней границы смещается во времени. Таким образом, оценивая глубину проникновения разлома, мы должны четко определить, к какому геологическому времени отнести его активное развитие.

В настоящее время нет общих критериев оценки нижней границы проникновения разломов. Совершенно по-разному подходят к этому вопросу специалисты разных отраслей геологии — собственно геологи, геофизики, тектонофизики и др. Рассмотрим несколько примеров.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ РАЗЛОМОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Уже давно показателем глубины проникновения разломов считается тип магматизма, с ними связанного. Здесь исходят из положения, что состав интрузивных пород, контролируемых разломом, зависит от того, какие горизонты земной коры и мантии нарушены им. Получается довольно простая классификация глубинных разломов, примером которой может служить схема Б. Я. Хоревой (1964), разделявшей глубинные разломы по типу магматизма и глубине проникновения на следующие группы:

1. **Сиалические глубинные разломы** не выходят за пределы сиалического слоя земной коры и связаны с областями ультраметаморфизма и гранитного магмообразования. Эти разломы контролируют распределение гранитных формаций различного генезиса, обуславливая зарождение местных очагов ультраметаморфизма. Абсолютная глубина таких разломов может быть различной и зависит главным образом от мощности гранитного слоя.

2. **Симатические глубинные разломы** достигают базальтового слоя, но не выходят за пределы земной коры. Разломы контролируют распределение вулканогенных формаций среднего и основного состава, а также габброидных и кварц-диорит-плагιοгранитных интрузивных формаций.

3. **Фемические (или подкоровые) глубинные разломы** проходят через земную кору, достигая подкоровых частей, отвечающих перидотитовому слою. Контролируют распределение гипербазитовых формаций.

Более детальной является классификация В. А. Дедеева и А. К. Запольнова (1972). Они также подразделяют разломы на три типа:

1. **Фемагены** — линеаменты длиной не менее 1000 км. Проникают в верхи мантии (глубина более 50—60 км).

2. **Симагены** — региональные разломы длиной в сотни километров. Затухают в «базальтовом» слое (глубина 30—50 км).

3. **Салигены** — структурные разломы (структурные швы), крупные и средние, длиной от первых десятков до первых сотен километров. Затухают к основанию «гранитного» слоя (глубина 5—30 км).

Каждый тип по признакам структурной выраженности и соотношения глубинных разломов с геоструктурами подразделяется на 3—9 подтипов.

Эти геолого-магматические способы оценки глубины проникновения глубинных разломов весьма несовершенны. Во-первых, при мощности перидотитового слоя 50 км не совсем ясно, в какой части этого отрезка искать нижнюю кромку разлома. Существуют и более определенные цифры. Так, по данным Б. Г. Лутца (1970), которые использованы для классификации разломов Сибирской платформы [Тектоника Якутии, 1975], область генерации выплавления базальтовой магмы располагается на глубинах порядка 100—200 км, а кимберлитов и щелочных базальтов на глубинах более 200 км. Но, скорее всего, здесь даются только верхние пределы образования таких типов магм. К тому же подъем этих продуктов в области пластического течения вещества может происходить на большой площади, не сравнимой с сечением зоны разлома. Во-вторых, существуют разломы, глубинность которых установлена по комплексу других, немагматических критериев (сдвиги Талассо-Ферганский, Сан-Андреас), и глубина их проникновения, судя по масштабам разлома [Хаин В. Е., 1973], превышает мощность гранитного слоя (разлом Грейт-Глен в Шотландии). Они не содержат магматических тел или насыщены телами, не отражающими глубины проникновения разломов. Такое явление может быть объяснено влиянием на магмоконтролирующую деятельность типов тектонических напряжений в зоне разлома. В условиях сжимающих напряжений разломы будут служить потенциальными или действительными каналами для кислой магмы, в условиях растягивающих напряжений — для основной [Шерман С. И., 1966]. Большое влияние типов тектонических напряжений на магмопроводящую роль разломов подчеркивает Е. И. Паталаха (1967). В-третьих, мы не всегда можем определить способ проникновения магмы к поверхности, способ образования магматических тел. В одном случае каналом для магмы может служить уже существующий разлом, в другом — образование зон частичного плавления в земной коре может привести к изостатическому подъему, изгибу и растяжению вышележащих слоев с возникновением в них ослабленных зон, т. е. разломов, по которым магма и проникает в верхнюю часть земной коры [Сычев П. М., 1978]. Кроме того, гранитные интрузивы могут образовываться вследствие анатектического плавления, при котором проводником тепла служит глубинный разлом [Хаин В. Е., 1973]. Конечный же результат всех этих процессов один — мы видим и картируем на поверхности разлом и связанные с ним интрузивные тела, считая разлом причиной внедрения интрузий.

Из нашего повседневного опыта ясно, что чем длиннее трещина (разлом), тем она глубже проникает. Или другими словами: «чем крупнее структуры, разделяемые глубинными разломами, тем обычно больше глубина самих разломов» [Хаин В. Е., 1973, с. 323]. Такой логический вывод, позволяющий качественно разделять разломы по глубине их проникновения, следует из положения о том, что чем крупнее структурный элемент земной коры, тем более глубокого он заложения. Но, как мы видим, при использовании собственно геологических методов выявления

глубины проникновения разломов и оценки их нижних границ нельзя получить математически точных количественных данных, которые нам необходимы на современном уровне знаний.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ РАЗЛОМОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Основными данными, на которые опираются геологи в изучении глубинного строения Земли, являются данные геофизических исследований. Они обладают, естественно, своими пределами точности, которая убывает пропорционально глубине залегания изучаемого объекта. Однако точность геофизических методов (например, сейсмологических) по крайней мере на порядок выше точности «магматических» методов определения глубины проникновения разломов.

В настоящее время общепринято представление о землетрясениях как деформациях сдвига в зонах разломов. В. Е. Хаин (1973) использовал это положение для классификации глубинных разломов по глубинам гипоцентров землетрясений: 1) сверхглубинные разломы, зарождающиеся в нижней мантии (400—700 км); 2) среднеглубинные разломы, пересекающие астеносферу (100—300 км); 3) подкоровые глубинные разломы, проникающие до подошвы коры и кровли астеносферы.

Используя этот принцип, С. И. Шерман и Р. М. Лобацкая (1973) приняли, что концы разрывов являются концентраторами напряжений и к ним приурочены скопления гипоцентров. В этом случае глубины залегания гипоцентров землетрясений будут фиксировать нижнюю границу проникновения разломов в земную кору. Проведя соответствующие расчеты, авторы установили корреляцию между длинами региональных разломов Прибайкалья и глубинами гипоцентров землетрясений. Рассчитанное уравнение регрессии имеет вид $H = 1,04L - 0,7$, где H — глубина проникновения разломов, км, L — длина разломов, км. По данным этих исследователей, длина разрывов примерно сопоставима с глубиной проникновения разлома. Формула справедлива для разломов, длина которых соизмерима с мощностью коры.

В областях с различным типом геотектонического развития и с различными свойствами коры отношение H/L будет, вероятно, изменяться. Увеличение хрупкости земной коры (платформенные области) приведет к росту глубины проникновения разломов, хотя отношение H/L вряд ли будет намного отличаться от единицы. И наоборот, усиление пластичных свойств коры в областях с повышенным тепловым потоком приведет к уменьшению глубины проникновения разломов по сравнению с длиной.

Имеющаяся сейчас сеть сейсмостанций в сейсмичных районах (например, в Средней Азии) обеспечивает довольно высокую точность определения глубин гипоцентров землетрясений, основываясь на которых можно оценивать глубину проникновения сейсмоактивных разломов. Так, при эпицентральных расстояниях менее 50 км ошибка в определении гипоцентров землетрясений не превышает ± 2 км. Здесь следует, однако, обратить внимание на то, что очаги землетрясений с магнитудами > 4 имеют размеры, превышающие ошибку в определении глубины гипоцентра, и поэтому нельзя, очевидно, аппроксимировать их до точечных размеров. Подобная аппроксимация приводит к тому, что мы искусственно занижаем значение глубины проникновения разлома на величину, равную половине ширины (по вертикали) очага землетрясения (если принять, что параметры образовавшейся при землетрясении части разлома примерно совпадают с параметрами очага).

Заслуживают внимания геофизические методы оценки глубины проникновения разломов, использующие данные гравиметрических исследований. Здесь за минимальную глубину проникновения разлома принимается глубина заложения нижней кромки блока земной коры (z_2), огра-

ниченного этим разломом. При известных значениях ширины блока (a) и его длины (b) z_2 и $\Delta\sigma$ (избыточная плотность) определяются с помощью билогарифмических палеток [Ващилов Ю. Я., 1964]. И. О. Цимельзон с соавторами (1978) используют формулу горизонтального составляющего гравиметрического поля W_{xz} бесконечной прямоугольной призмы для определения z_2 , в которую вводят данные гравиразведки, ГСЗ и определений плотностей пород.

Примечательно, что оба метода дают сходные оценки z_2 . Относительная погрешность определений глубины залегания нижних кромок блоков земной коры (минимальной глубины проникновения разломов) составляет $\pm 15\%$ [Ващилов Ю. Я., 1970].

Большой интерес для решения проблемы глубины проникновения разломов (региональных и генеральных) представляют данные исследований методом глубинного сейсмического зондирования. Положение разломов по профилям ГСЗ фиксируется по нарушенности сейсмических границ в земной коре и верхней мантии. Проведенный В. Н. Семовым (1977) статистический анализ нарушенности сейсмических границ по профилям ГСЗ по югу СССР показал, что нижними ограничениями большинства разломов являются подошвы волноводов земной коры и верхней мантии.

Особую группу среди разрывных нарушений составляют сейсмогенные разломы. Одним из немногих возможных подходов к оценке глубины проникновения таких разломов является путь через параметры очагов землетрясений. Под очагом понимается минимальная изометрическая односвязная область, внутри которой лежат все разрывные нарушения, излучившие энергию при данном землетрясении. По мнению сейсмологов [Шебалин Н. В., 1971, 1974; Костров Б. В., 1970; Кочетков В. М., 1972; и др.], очаг землетрясения в плоскости сместителя основного разрыва имеет форму круга или эллипса, вытянутого в направлении основной подвижки. Допуская, что параметры сейсмогенного разлома (длина и ширина по вертикали) совпадают с параметрами очага (горизонтальная и вертикальная протяженность очага) или немного меньше их, можно оценить глубину проникновения разлома. Установленная Н. В. Шебалиным (1971) зависимость горизонтальной протяженности очага l_x и вертикальной протяженности очага l_z от магнитуды имеет вид:

$$\lg l_x = 0,5M - 1,8 \text{ (км)}, \quad \lg l_z = 0,3M - 0,8 \text{ (км)}.$$

Недостаточная изученность многих регионов и, в частности, зон разломов геофизическими методами не позволяет в полной мере использовать их для оценки глубины проникновения разломов. Однако в выработке принципов подхода к этой проблеме, в проверке эффективности других методов данные геофизики должны играть одну из главнейших ролей.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ОЦЕНКЕ ГЛУБИНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ РАЗЛОМОВ

Некоторыми исследователями уже предпринимались попытки рассмотрения проблемы оценки глубины проникновения разломов с позиций тектонофизического анализа процессов, происходящих в зоне разлома, закономерности связи между основными параметрами разломов, а также методами экспериментального моделирования [Ажгирей Г. Д., 1956; Журков С. Н., и др., 1959; Регель В. Р., 1956; Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1973; Шерман С. И., 1977; Сандомирский С. А., Ашинидзе С. М., 1978].

Одним из наиболее перспективных направлений является нахождение количественной связи между формой и размерами разломов на поверхности и глубиной их проникновения. Закономерные соотношения параметров тектонических структур отражают, очевидно, физические особенности развития земной коры как термодинамической системы, а также и глубину этих процессов. На диаграмме, построенной Н. А. Беляевским

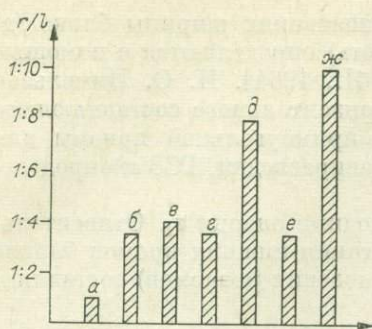


Рис. 1. Гистограмма распределения отношений между поперечником (r) и длиной (l) поднятий и прогибов [Беляевский Н. А., 1974].

а — на докембрийских плитах; б — на молодых плитах; в — в области палеозойской и мезозойской складчатости; г, д — в областях альпийской складчатости: г — крупнейшие и д — крупные структуры; е, ж — в области сочленения Азиатского материка и Тихого океана: е — крупнейшие и ж — крупные структуры.

и Ю. К. Щукиным [Беляевский Н. А., 1974], показаны соотношения между поперечником (r) и длиной (l) поднятий и прогибов для различного возраста и геотектоническому развитию структур (рис. 1). Эти постоянные для каждой из структур отношения и показывают, вероятно, связь поверхностных параметров поднятий и прогибов с глубинным строением. В. В. Федынский (1977) полагает, что существует прямая многомерная стохастическая зависимость между основными параметрами разломов, а также величинами гравитационных и магнитных аномалий. В настоящее время уже определен характер парной связи некоторых параметров разломов. Например, интересные данные об изменении амплитуды с глубиной были получены Ю. Н. Нагорным и В. Н. Нагорным (1976) при изучении надвигов Донбасса. По их наблюдениям, амплитуда надвигов параболически изменяется по мере понижения поверхности сместителя — сначала увеличивается до максимального значения, а затем уменьшается до нуля. Вычисленная зависимость между нормальной амплитудой (H_1) и градиентом ее изменения (r_1) линейная, а между динамической амплитудой (H_2) и градиентом ее изменения (r_2) степенная:

$$H_1 = 3,4 + 0,018r_1; \quad H_2 = 0,68r_2^{0,51}.$$

В работах М. В. Раца и С. Н. Чернышова (1970), В. В. Ружича (1972, 1977), С. И. Шермана (1977) показан характер связи между длиной и амплитудой смещения разломов. Зависимость между амплитудой сдвигов и шириной сдвиговой зоны изучена К. Отзуки [Otsuki K., 1978]. Данные этих исследований показывают, что существование закономерностей связи между основными параметрами разломов очевидно.

Непосредственно соотношение поверхностных параметров разломов (длины разлома L) с глубиной их проникновения (H) рассмотрено в работе С. И. Шермана и Р. М. Лобацкой (1973). Отношение H/L , равное единице для разломов, длина которых соизмерима с мощностью земной коры, будет, очевидно, иным для разломов других классов длин. В. В. Ружич (1972), С. И. Шерман (1977) отмечают, что с ростом длины разломов наблюдается уменьшение отношения H/L .

Геометрические параметры разломов дают представление лишь об определенной части факторов, влияющих на глубину проникновения, которые действительны для условий идеальной однородной среды. В реальных условиях земной коры и верхней мантии большое влияние на глубину проникновения разломов имеют горизонтальные неоднородности. Изменение физико-механических параметров среды выражается в скачках плотности, в изменении температуры на границах неоднородностей, что, несомненно, влияет на рост разрывных нарушений. Из теории дислокации известно, что для распространения дислокации, встретившей какую-либо неоднородность или границу раздела сред, необходима во много раз большая энергия, нежели для ее распространения в среде однородной [Одинг И. А., 1959]. По данным экспериментов, рост трещин в образцах горных пород также замедляется на границе пород с разными физико-механическими свойствами [Звягинцев Л. И., 1978]. Очевидно, подобную

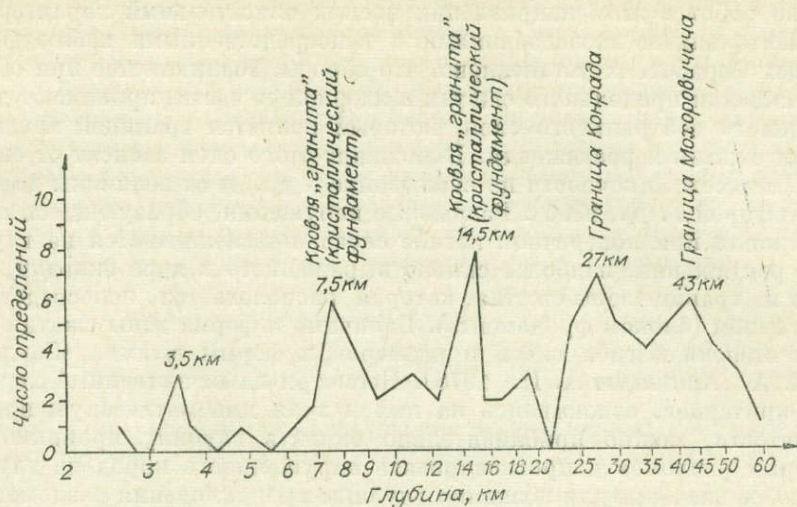


Рис. 2. Полигоны распределения глубин нижних кромок возмущающих поле силы тяжести масс для Предкавказья и Северо-Западного Прикаспия [по Ващиллову Ю. Я., 1966].

роль неоднородности среды играют и при разрушении макротел. Так, Ю. Я. Ващилловым (1966, 1967) на основе интерпретации грави- и магнитометрических данных установлено, что нижние кромки большинства разломов тяготеют к горизонтальным границам раздела в земной коре и верхней мантии — поверхностям Кограда и Мохоровичича, волноводам. При этом автор исходил из слоисто-глыбовой модели земной коры, считая глубину залегания нижней кромки блока глубиной проникновения разделяющего блока разлома и, таким образом, построенные полигоны распределения глубин нижних кромок — полигонами распределения глубин проникновения разломов (рис. 2). Подобный вывод подтверждается статистическим анализом нарушенности сейсмических границ по профилям ГСЗ [Семов В. Н., 1977]. Нижними ограничениями разломов по этим данным являются подошвы волноводов в земной коре и верхней мантии.

Можно предположить, что каждой горизонтальной неоднородности земной коры (граница осадочный чехол — фундамент, границы К и М, волноводы) соответствует группа разломов определенного масштаба, мерой которого на поверхности является длина разлома. Таким образом, при определении характера связи поверхностных параметров разломов и глубины их проникновения необходимо учитывать характер глубинного строения региона, наличие волноводов, границ раздела и других горизонтальных неоднородностей литосферы.

Расчет количественных характеристик разлома (глубины проникновения) тесно связан с прогнозом качественной его характеристики на глубине. Попытка определения связи типов тектонитов с глубиной их образования в зоне разлома и морфогенетическим типом разрывного нарушения была предпринята С. И. Шерманом (1977). На основе материалов В. И. Казанского (1972) о вертикальной зональности дислокационного метаморфизма и выводов о вертикальном строении генеральных разломов были рассчитаны ориентировочные глубины образования различных типов тектонитов в зоне генерального разлома. Подобные построения позволяют более четко представить условия разрушения земной коры на больших глубинах, определить роль пластических и хрупких деформаций в образовании крупных разломов.

Наиболее полное изучение проблемы оценки глубины проникновения разломов предполагает экспериментальную проверку материалов. Боль-

пшинство работ в этом направлении носили описательный характер. Экспериментальными исследованиями и непосредственными наблюдениями в горных выработках установлено, что сбросы, возникающие при образовании складки продольного сжатия в ядерной ее части, проникают до так называемого нейтрального слоя, который является границей между областями сжатия и растяжения. Положение этого слоя зависит от свойств пород (вязкости, прочности на скалывание и др.) и от величины деформации [Ажгирей Г. Д., 1956]. Разрывные нарушения, образующиеся в ядре антиклинали при поперечном изгибе слоев, прослеживаются на глубину в зоне растяжения, наиболее сильно выраженного в ядре складки, и затухают на границе зоны сжатия, которая располагается непосредственно над штампом (блоком фундамента). Величина и форма зоны сжатия зависят от степени изгиба слоев и размеров и формы штампа [Сандомирский С. А., Ашинидзе А. И., 1978]. Несмотря на качественный характер таких критериев, основываясь на них и зная кинематическую природу складчатости, можно приблизительно оценить глубину проникновения некоторых разломов и прогнозировать нарушенность пород на глубине.

Особое значение для познания глубины проникновения разломов имеют эксперименты по изучению кинетики роста трещин в средах с различными физико-механическими свойствами и формы трещин отрыва и скола. В. Р. Регель (1956), исследуя кинетику роста трещин отрыва в образцах пластмасс, установил, что отношение длины трещины к глубине варьирует в зависимости от свойств материала и условий испытания, причем глубина трещин увеличивается примерно пропорционально их длине. Поэтому по росту длины трещины можно судить и о продвижении ее фронта вглубь. По наблюдениям С. Н. Журкова с соавторами (1959), трещины отрыва имеют чечевицеобразную (дискообразную) форму, а фронт проникновения трещины от свободной поверхности в глубь образца описывается дугой, радиус которой равен или меньше половины длины трещины, т. е. $H/L \leq 1/2$. Найденная по результатам моделирования зависимость H от L для таких трещин описывается следующими уравнениями регрессии [Шерман С. И., 1977]: 1) для моделей из парафина $H = 0,21L + 0,37$ (см); 2) для моделей из парафина с наполнителем $H = 0,24L + 0,3$ (см).

Эти эксперименты имеют два существенных недостатка: во-первых, они проводились без учета вязкостных свойств материалов и, во-вторых, все трещины, форма и глубина проникновения которых определялись, относились к трещинам отрыва. Практически не изучено влияние вязкостных свойств материалов на рост трещин, динамика роста трещин скола, соотношение их параметров.

Но, несмотря на слабую еще разработку тектонофизических методов оценки глубины проникновения разломов, думается, что они должны сыграть главную роль в решении этой проблемы. Прежде всего это методы количественные. Рассматривая земную кору как физическое тело, мы просто вынуждены вводить количественные параметры, что и необходимо на современном уровне развития геологии. С помощью тектонофизических методов можно проинтерпретировать данные геологии и геофизики с точки зрения физики процессов и, в частности, процесса разрушения тел.

Итак, существующие методы оценки глубины проникновения разломов в основном уже не удовлетворяют нас; соответственно, и состояние изучаемой проблемы можно считать неудовлетворительным. Представляется, что решение вопроса будет зависеть от решения нескольких частных задач. Пожалуй, основная из них — нахождение количественной связи поверхностных параметров разломов с глубиной их проникновения в зависимости от принадлежности разрывных нарушений к различным классам по величине (локальные, региональные, генеральные, глобальные разломы). С этой задачей связан и вопрос о роли горизонтальных неоднородностей земной коры, их влияния на рост разломов. Проблема оценки

глубины проникновения разломов стоит в общем круге проблем о закономерностях разрушения земной коры в связи с анизотропией ее свойств по разрезу. Изучение связи типов тектонитов в зоне крупных разломов с глубиной их образования и морфогенетическим типом разрывного нарушения позволит подойти к пониманию процессов разрушения пород на больших глубинах. Важным звеном в решении проблемы оценки глубины проникновения разломов является экспериментальная проверка данных статистического анализа параметров разломов, моделирование роста трещин в различных по физико-механическим свойствам средах и увязка данных моделирования с конкретными геологическими объектами.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 258 с.
- Беньоф Г. Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков.— В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961, с. 211—225.
- Ващилов Ю. Я. Биологарифмическая палетка для интерпретации аномалий Δg от возмущающих тел в форме прямоугольного параллелепипеда с верхней гранью на плоскости наблюдений.— В кн.: Геофизические исследования. Сб. I. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 114—119.
- Ващилов Ю. Я. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках.— В кн.: Геофизические исследования. Сб. I. М., Изд-во МГУ, 1966, с. 154—177.
- Ващилов Ю. Я. Закономерность в распределении глубин заложения разломов.— Сов. геол., 1967, № 3, с. 119—122.
- Ващилов Ю. Я. Методика интерпретации при геофизических исследованиях строения верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 12, с. 45—60.
- Гзовский М. В. Развитие новых направлений в тектонофизике.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5, с. 51—84.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 533 с.
- Дедеев В. А., Запольнов А. К. Схема морфогенетической классификации глубинных разломов и их терминология.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М., Наука, 1972, с. 132—136.
- Журков С. Н., Слудкер А. И., Марихин В. А. Определение формы субмикроскопических трещин в деформированных полимерах.— Физика твердого тела, 1959, т. 1, вып. 11, с. 1752—1754.
- Звягинцев Л. И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1978. 174 с.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.
- Костров Б. В. Теория очагов тектонических землетрясений.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1970, № 4, с. 4—84.
- Кочетков В. М. Особенности пространственного распределения афтершоков Тас-Юряхского землетрясения.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. II. Новосибирск, Наука, 1972, с. 17—24.
- Лутц Б. Г. Реакция и ступени глубинного метаморфизма. Автореф. докт. дис. М., 1970. 38 с.
- Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. Основные вопросы тектоники глубоких горизонтов Донецкого бассейна.— В кн.: Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. М., Недра, 1976, с. 106—110.
- Одинг И. А. Теория дислокаций в металлах и ее применение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 84 с.
- Паталаха Е. И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность «подвижности» зон глубинных разломов.— Сов. геол., 1967, № 11, с. 124—133.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- Рац М. В., Чернышов С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., Недра, 1970. 160 с.
- Регель В. Р. К вопросу о кинетике роста трещин в процессе разрушения твердых тел.— Журнал технической физики, 1956, т. 26, вып. 2, с. 359—369.
- Ружич В. В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 23 с.
- Ружич В. В. Зависимость между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 42—48.

Сандомирский С. А., Ашинидзе С. И. Формирование трещинных рудоносных структур в складках поперечного изгиба.— Геология рудных месторождений, 1978, № 1, с. 3—16.

Семов В. Н. Закономерности размещения разломов в земной коре.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 451—453.

Суворов А. И. Глубинные разломы геосинклиналей и платформ, М., Недра, 1973. 214 с.

Сычев П. М. Взаимосвязь глубинных и поверхностных тектонических процессов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1978. 35 с.

Тектоника Якутии. Новосибирск, Наука, 1975. 198 с.

Федынский В. В. Глубина заложения и форма крупных разломов континентальных и океанических структур по геофизическим данным.— В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 30—31.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 511 с.

Хорева Б. Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами.— В кн.: Глубинные разломы. М., Недра, 1964, с. 139—146.

Цимельзон И. О., Амрасланов Т. С., Шарифова В. И. Об оценке глубины заложения глубинных разломов по геофизическим данным.— Уч. зап. Азербайджанского института нефти и химии, 1978, сер. 9, № 6, с. 10—13.

Шебалин Н. В. Оценка размеров и положения очага ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным.— В кн.: Ташкентское землетрясение. Ташкент, Фан, 1971, с. 68—79.

Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., Наука, 1974. 53 с.

Шерман С. И. О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности.— Вестник науч. информ. Забайкальского отд. Геогр. о-ва СССР. Чита. 1966, № 5, с. 16—24.

Шерман С. И. Физические закономерности развития земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 401 с.

Шерман С. И., Лобацкая Р. М. О нижней границе активного проникновения региональных разломов в земную кору.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, с. 72—82.

Otsuki K. On the relationship between the width of the shear zone and the displacement along fault.— The Journal of the Geol. Societ. of Japan, 1978, v. 84, No 11, p. 661—669.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Ю. В. КОМАРОВ, А. А. БЕЛОГОЛОВКИН

К ПОЛОЖЕНИЮ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА НА АЗИАТСКОМ КОНТИНЕНТЕ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Срединноокеанические хребты с их осевыми рифтовыми долинами и континентальные рифтовые зоны составляют единую мировую систему, в которой взаимоотношения между океаническими и континентальными структурами или вполне определенные, как, например, сочленение Африкано-Аравийского и Западно-Индоеокеанского рифтовых поясов [Милановский Е. Е., 1976], или не столь ясны, но тем не менее очевидны. Так, Момский рифт считается материковым продолжением рифтовой зоны срединноокеанического хр. Гаккеля [Грачев А. Ф. и др., 1970], хотя он и расположен в глубине континента.

Иное положение занимает Байкальский рифт. Расположенный в глубине континента, он обладает рядом таких особенностей в строении, морфологии и вулканизме, которые не повторяются в других континентальных рифтах [Флоренсов Н. А., 1960, 1968; Логачев Н. А., Флоренсов Н. А., 1977]. Байкальский рифт — в некоторой степени явление экзотическое на Азиатском континенте. По общепринятому мнению он считается замкнутой зоной, не имеющей видимой связи с мировой рифтовой системой [Кропоткин П. Н., 1977]. Тем не менее высказывания о возможности такой связи имеются. Б. К. Хизен (1966), рассматривая продолжение Срединно-Атлантического хребта в Северном Ледовитом океане, где он получил название хр. Гаккеля, считал, что последний упирается в континентальный шельф в районе р. Лены, а сейсмическая зона, связанная со срединноокеаническим хребтом, продолжается по Вилюйской впадине вдоль западного склона Верхоянского хребта далеко в глубь Сибири. А. Ф. Грачев с соавторами (1970) также высказываются в пользу связи материкового продолжения рифтовой зоны хр. Гаккеля с Байкальским рифтом. Подобные высказывания немногочисленны, но они отражают распространенное неудовлетворение отсутствием сколько-нибудь приемлемого объяснения причин экзотического положения Байкальского рифта по отношению к мировой рифтовой системе.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выделение зоны Верхояно-Бирманского сочленения центрально- и восточноазиатских структур [Комаров Ю. В. и др., 1978] позволяет в ином плане подойти к вопросу о положении Байкальского рифта в глубине Азиатского материка и его связи с мировой рифтовой системой.

Зона Верхояно-Бирманского сочленения центрально- и восточноазиатских структур, или сокращенно зона Вебирс (рис. 4), протягивается от Верхоянья до Бирмы и является западной границей Тихоокеанского подвижного пояса. В более общем плане ее можно рассматривать как зону сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов, которая длительное время оказывала существенное влияние на многие геологические

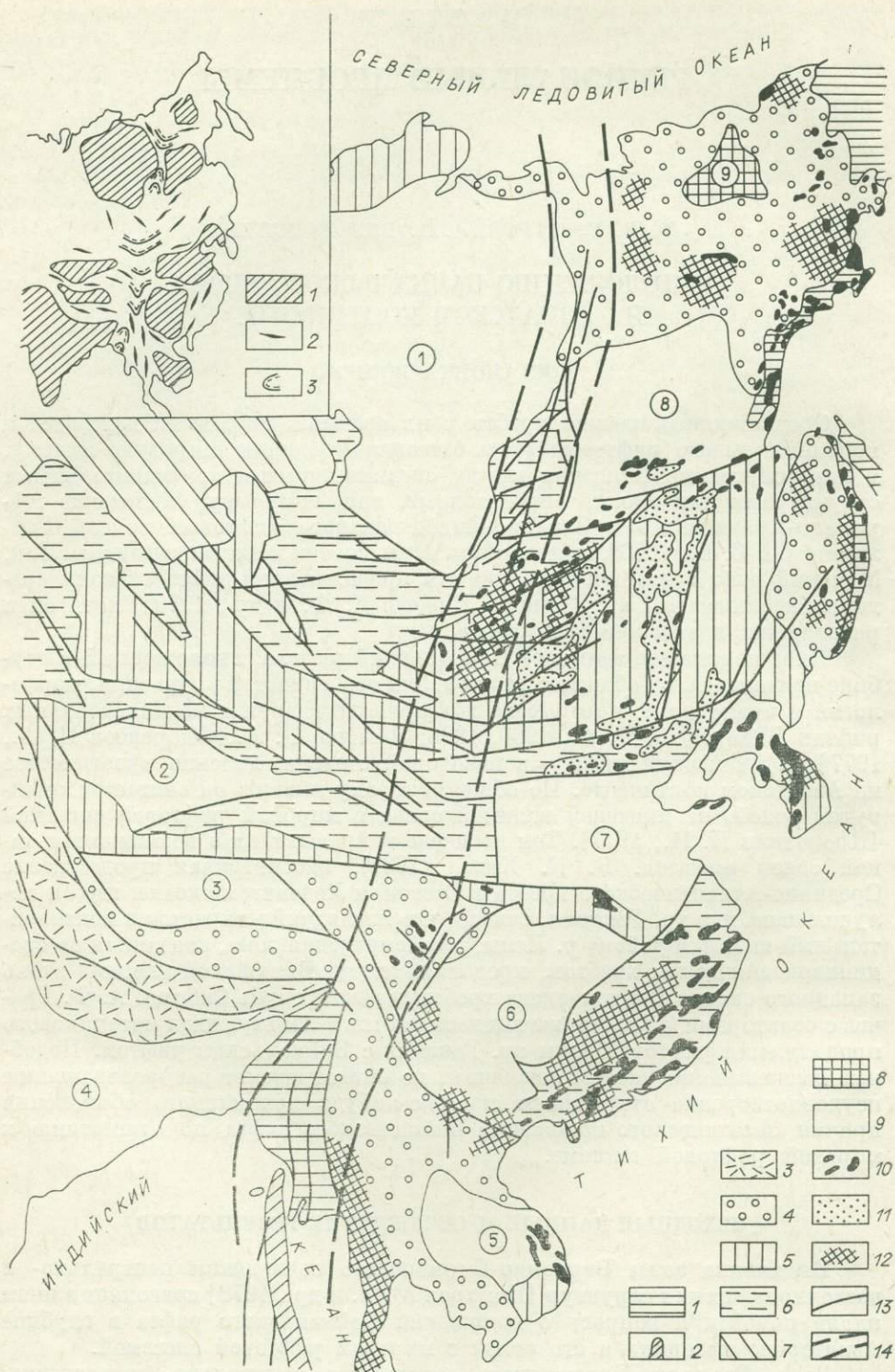


Рис. 1. Положение зоны Вебирс в структуре Азиатского континента [Комаров Ю. В. и др., 1978].

1 — области кайнозойского тектогенеза; 2 — Зондский океанический желоб; 3—6 — области складчатости: 3 — альпийской, 4 — мезозойской, 5 — герцинской, 6 — каледонской и байкальской; 7 — эпипалеозойские платформы; 8 — срединные массивы; 9 — платформы древние и эпибайкальские; 10 — области проявления мезозойских внегесинклинальных гранитов; 11 — наложенные впадины, связанные с мезозойской активизацией; 12 — олово- и вольфрамоносные провинции; 13 — главные разломы; 14 — зона Вебирс. Ц и ф р ы в к р у ж к а х: 1 — Ангаро-Анабарская

процессы. Она на всем протяжении прослеживается по тому или иному комплексу геологических признаков, среди которых постоянным остается (с разной степенью и контрастностью проявленное) различие между геологическими структурами, расположенными к западу и востоку от нее. Воздействие зоны Вебирс на геологические структуры фиксируется уже с позднего докембрия, чем и объясняется приспособление к ней Байкальской складчатой области, далеко выдающейся на север на стыке Ангаро-Анабарской плиты и Алданского щита.

Зона Вебирс в какой-то мере реагирует и на неотектонический этап, поэтому на всем протяжении, как правило, разделяет территории с разной сейсмичностью, а на большом отрезке сама является сейсмически активной. В южной части Азиатского континента с зоной Вебирс совпадает восточная граница Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса, которая проходит здесь вдоль западного обрамления Южно-Китайского массива, затем вдоль западного обрамления Ордосского массива и севернее сливается с Монголо-Байкальской сейсмической зоной. В северной части зоны Вебирс наиболее сейсмически активны районы бассейна моря Лаптевых, дельты Лены и северных отрогов Верхоянского хребта. И только отрезок зоны, совмещенный с Вилуйской синеклизой, является слабо сейсмичным, ибо здесь зафиксированы лишь отдельные редкие землетрясения с магнитудой $M \leq 6$ [Кочетков В. М., 1966].

Эти сейсмические зоны, по данным А. Ф. Грачева (1973), служат континентальным продолжением высокосейсмичного срединноокеанического хр. Гаккеля и относятся к континентальным рифтам. Сейсмическая зона моря Лаптевых приурочена к плоскому шельфу. Согласно данным А. Л. Когана (1974), бухта Буор-Хая, расположенная в зоне шельфа, имеет рифтогенное происхождение. Здесь установлены большие (до 3 км) мощности рыхлых отложений, широкое развитие разломов и утонение гранитного слоя. Южным продолжением сейсмической зоны на побережье служат межгорные Кендейская, Хоптинская, Согинская и Омолойская впадины, имеющие субмеридиональное простирание. Мощность выполняющих их палеогеновых и олигоцен-миоценовых рыхлых отложений достигает 1,5 км. Все они располагаются вдоль зон глубинных разломов, к которым приурочены известные здесь землетрясения [Мокшанцев К. Б. и др., 1977]. Для подавляющего большинства землетрясений этого района характерна близкая к горизонтальной ориентировка осей напряжений сжатия и растяжения, причем растягивающие напряжения действуют вдоль, а сжимающие вкрест простирания структур, т. е. данные структуры формируются в условиях горизонтального сжатия (рис. 2).

Аналогичный характер поля напряжений, восстанавливаемого по механизму очагов землетрясений, имеет место в центральной части шельфа, на континентальном склоне и южном окончании хр. Гаккеля [Поле упругих напряжений..., 1972]. Та же закономерность (см. рис. 2) обнаруживается в районе Байкальского рифта на его северо-восточном и юго-западном дистальных окончаниях, в Икатском и Баргузинском хребтах, в Баргузинской впадине и Центральной Монголии [Мишарина Л. А., 1967, 1972; Гайский В. Н. и др., 1977; Комаров Ю. В. и др., 1978]. В южной части зоны Вебирс, в Индо-Бирманских горных хребтах и под южной оконечностью Бирмы, горизонтальная ориентировка напряжений сжатия выражена также весьма отчетливо [Керри Д., Мур Д., 1978], однако для напряжений растяжения наблюдается преобладание направлений, близких к вертикальным. На Андаманских и Никобарских островах

плита: 2 — Таримский и 3 — Тибетский массивы; 4 — Индостанский щит; 5 — Индосинийский, 6 — Южно-Китайский и 7 — Ордосский массивы; 8 — Алданский щит; 9 — Колымское срединное поднятие.

Усл. обозн. к врезке: 1 — древние платформы и массивы, в том числе и срединные; 2 — главные направления складчатых структур; 3 — дугообразные структуры.

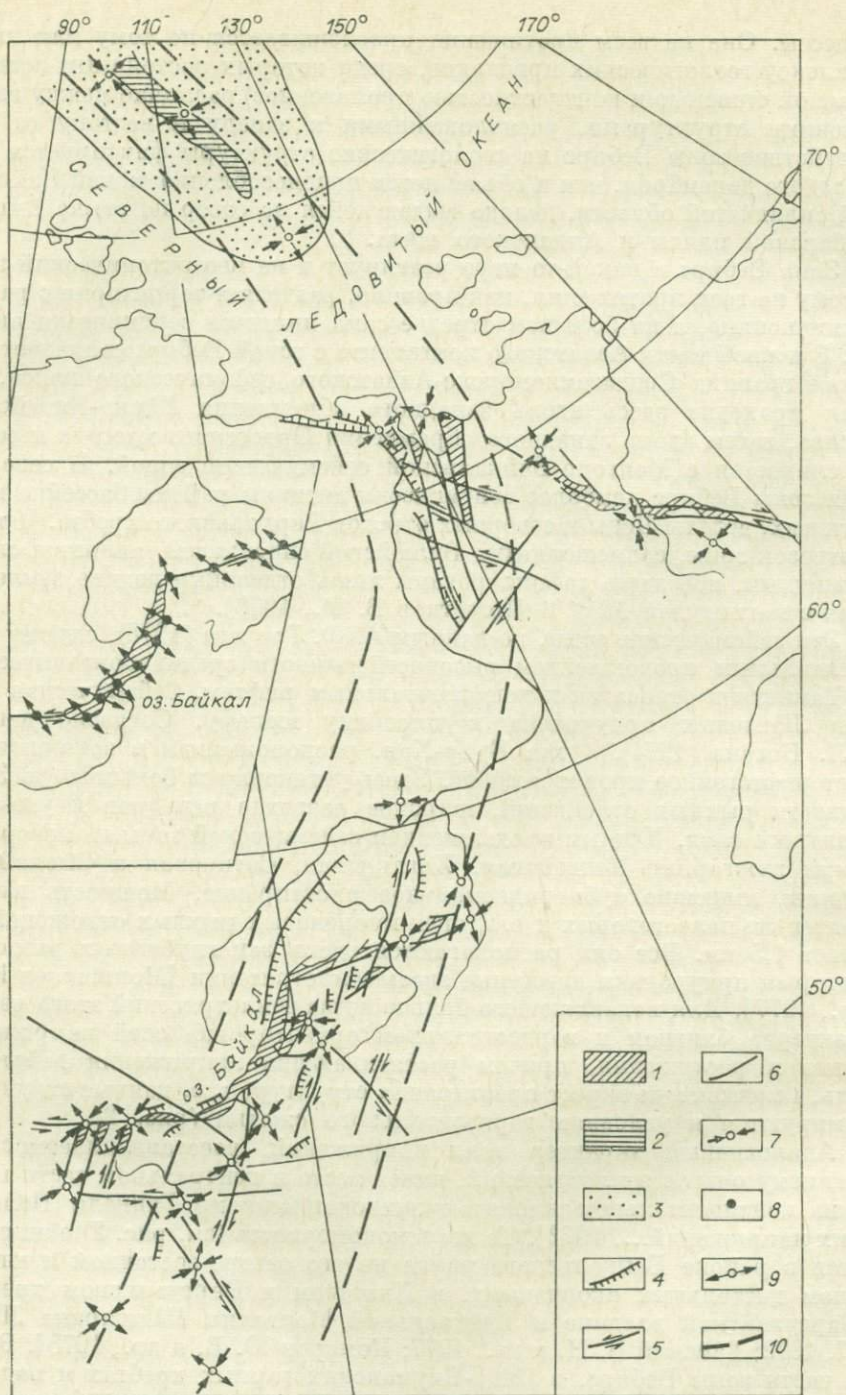


Рис. 2. Схема кинематики в очагах землетрясений и разломах центрального и северного секторов зоны Вебирс. Составил А. А. Белоголовкин.

1 — системы рифтогенных впадин; 2 — срединноокеанический хребет; 3 — глубоководная котловина; 4 — надвиги; 5 — крупные сдвиги; 6 — прочие разломы; 7 — горизонтальные векторы сжатия в эпицентрах землетрясений; 8 — вертикально направленные векторы сжатия; 9 — горизонтальные векторы растяжения; 10 — контуры зоны Вебирс. На врезке — принципиальная кинематическая схема Байкальского рифта.

в очагах землетрясений векторы сжатия и растяжения ориентированы субгоризонтально. Направленность их по отношению к структурам не выяснена [Широкова Е. И., 1972]. В Андаманском рифте напряжения растяжения ориентированы горизонтально и направлены на северо-запад и юго-восток [Керри Д., Мур Д., 1978], т. е. в том же направлении, что и на северном фланге зоны Вебирс (см. рис. 2).

Таким образом, судя по механизму очагов землетрясений, характеризующихся субгоризонтальным положением векторов сжатия, для зоны Вебирс в целом типична геодинамическая обстановка сжатия. Среднестатистическая ориентировка главного вектора сжатия по отношению к простиранию зоны диагональная, направленная по линии с северо-востока на юго-запад. При этом ориентировка векторов растяжения почти всегда совпадает с направлением зоны Вебирс, хотя зенитный их угол при этом может меняться в различных ее секторах.

В условиях подобного напряженного состояния земной коры следует ожидать широкого развития структур, формирующихся при боковом стрессе. Геологические данные по разломной тектонике со всей очевидностью подтверждают существование условий глобального сжатия в зоне Вебирс.

Так, в районе рифтогенных впадин Приверхоянья, формирующихся как присдвиговые структуры [Мокшанцев К. Б., и др., 1977], установлены мощные зоны новейших надвигов и сдвигов, связанные с землетрясениями. Выполняющие впадины рыхлые отложения сильно деформированы и смяты в складки, большинство которых запрокинуто на запад. В Байкальской горной области, в Западном и Центральном Забайкалье, в Центральной Монголии и Китае, в Индо-Бирманских хребтах в пределах зоны Вебирс известны многочисленные новейшие надвиговые и шарьяжные структуры с амплитудами смещений аллохтонов до 6 км и более [Данилович В. Н., 1961, 1963; Наумов В. А., 1974; Сизых В. И. и др., 1976; Керри Д., Мур Д., 1978]. Обращает на себя внимание характерная для всей зоны ориентировка крупных надвигов и шарьяжей, широко развитых от моря Лаптевых на севере до побережья Индийского океана на юге, — все они протягиваются преимущественно в субмеридиональном направлении с перемещением аллохтонов к западу. Это свидетельствует о том, что новейшие надвиги и шарьяжи являются следствием горизонтального сжатия и перемещения масс на запад под воздействием значительных тектонических сил. Намечаются фронтальные зоны надвиговых и шарьяжных структур, сопровождаемые складчатыми дислокациями, и внутренние, где преобладают взбросы. Развитие подобных структур в районе Байкальского рифта продолжается и в настоящее время. Это подтверждается механизмом очагов слабых землетрясений, в которых, по данным Л. А. Мишариной, одна из возможных плоскостей скольжения ориентирована в субмеридиональном направлении с падением на восток под углом около 40° , что имеет место в Икатском хребте [Комаров Ю. В. и др., 1978].

Динамическая обстановка сжатия в зоне Вебирс, характеризующаяся горизонтальной направленностью главного вектора сжатия с северо-востока на юго-запад и изменением положения зенитного угла вектора растяжения, предполагает проявление в земной коре сдвиговой тектоники. В таких условиях кроме отмеченных выше надвигов и шарьяжей наиболее вероятно формирование сдвиговых, сдвиго-взбросовых, либо сдвигосбросовых разрывных нарушений. Действительно, различные по истории развития и современной структуре районы зоны Вебирс по типу современной сдвиговой кинематики сейсмогенных структур соответствуют подобному напряженному состоянию земной коры. Геологические материалы хорошо согласуются с сейсмологическими определениями напряжений в земной коре. В Верхоянских горах известны системы новейших сдвигов северо-западного, субмеридионального и северо-восточного про-

стираний с левосторонним типом смещений по первой и правосторонним по второй и третьей системам [Мокшанцев К. Б. и др., 1977]. В Западном Забайкалье выявлены крупные зоны разрывных нарушений ортогональной сети, развивающиеся в течение нескольких этапов тектогенеза в условиях тангенциального сжатия [Комаров Ю. В. и др., 1976]. Детальные структурные исследования рудных полей этого региона позволили прямыми геологическими наблюдениями и палеотектоническими реконструкциями установить кинематику движений вдоль крупных зон разломов в новейший тектонический этап. Так, по субширотным и северо-западным разломам происходили левосторонние смещения со взбросовой и сбросовой составляющими движения, а по субмеридиональным и северо-восточным — правосторонние. Амплитуды вертикальных смещений оцениваются в 200—500 м, а горизонтальных — 1500—2000 м [Оловянное оруденение, 1978].

Аналогичный план новейших смещений вдоль разломов, реставрированный по механизму очагов сильных землетрясений, происходивших в Бирме и Юго-Восточной Азии [Гущенко О. И. и др., 1976], имеет место и в южных областях зоны Вебирс. Тип смещений здесь по плоскостям разломов всех направлений сдвигосбросовой либо взбросо- или сбросо-сдвиговой и лишь для субмеридиональных — сбросовой и сдвигосбросовой. Для этого региона отмечается практически однородное поле направлений главных напряжений от поверхности до глубины 300 км. Та же картина напряженного состояния земной коры в вертикальном разрезе наблюдается и в районе Приленского плато на Сибирской платформе. Однородность поля напряжений в значительном вертикальном диапазоне зоны Вебирс, характеризующегося горизонтальной направленностью главного вектора сжатия вкрест или по диагонали к ее простиранию, указывает, по-видимому, на глубинный уровень первопричины ее возникновения.

В близко однородном поле напряжений зоны Вебирс несколько необычным выглядит напряженное состояние земной коры собственно Байкальского рифта (рис. 3). Если его юго-западные и северо-восточные ди-

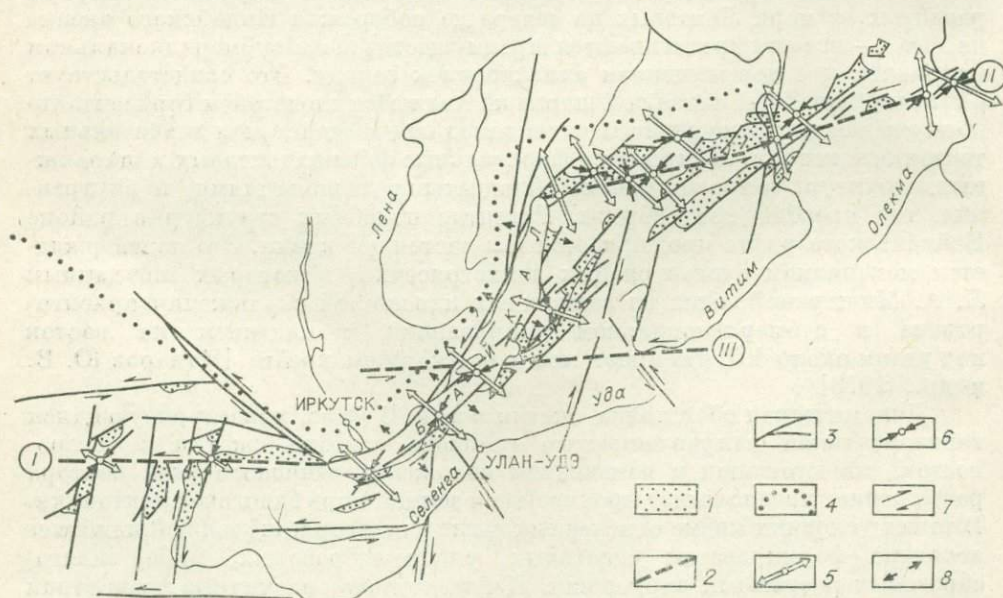


Рис. 3. Кинематическая схема Байкальского рифта. Составил А. А. Белоголовкин с использованием материалов Н. А. Флоренсова, Л. А. Мишариной, Г. А. Чернова, В. А. Рогожиной, С. И. Шермана и К. Г. Левя.

1 — рифтовые впадины; 2 — трансформные разломы; 3 — Тункинский, II — Муйско-Чарский; III — Усть-Баргузинский; 3 — главные рифтообразующие и прочие разломы; 4 — северная граница области аномальной мантии; 5 — ориентировка осей растяжения и 6 — осей сжатия; 7 — направление смещения по разломам; 8 — направление раздвигания.

стальные окончания подчиняются общему полю напряжений, то для Байкальской котловины и для впадин, расположенных восточнее ее, типичны условия горизонтального растяжения вкrest их простираия при вертикально направленном векторе сжатия [Мишарина Л. А., 1967, 1972]. Вместе с тем характерное для зоны Вебирс напряженное состояние земной коры здесь как бы просвечивает через поле напряжения Байкальского рифта, что выражается в особом парагенезисе напряжений растяжения и сжатия. Причина такого аномального состояния поля напряжений Байкальского рифта заключается, видимо, в том, что в этом регионе геофизическими работами установлена область разуплотненной мантии [Рогожина В. А., 1975], которая, продвигаясь вверх и растекаясь в стороны, вызывает сводообразование и растяжение земной коры, в результате чего возникает благоприятная обстановка для грабенообразования в условиях чистого сдвига. Отмеченное геодинамическое поле, по-видимому, и предопределило развитие рифтогенного процесса в данном секторе зоны Вебирс.

Учитывая все вышеизложенное, можно полагать, что формирование современной структуры Байкальского рифта тесно связано с геодинамической обстановкой зоны Вебирс в описываемой ее части, которая определяет как кинематику разломов, контролирующих рифтовые впадины, так и динамику рифтогенных процессов. Система этих впадин протягивается из Северной Монголии в северо-восточном направлении в область Станового нагорья. На юго-западном дистальном окончании рифта осевые линии Хубсугульской, Дархатской и Бусингольской впадин отклоняются от этого направления до субмеридионального, а Тункинской — до широтного. В данном регионе дешифрированием космических снимков выявлены крупные зоны субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений, которые контролируют указанные рифтогенные впадины (рис. 4). Субмеридиональные разрывные нарушения, судя по их положению и ориентировке по отношению к зоне Вебирс, являются, по-видимому, ее оперяющими разрывными структурами. Известные здесь субмеридиональные разломы, к которым тяготеют неотектонические впадины, имеют древний возраст заложения и относятся к глубинным [Зайцев Н. С., Ильин А. В., 1970; Хилько С. Д., 1977]. Более того, Дархатская и Хубсугульская впадины унаследовали древний структурный план, сформировавшись на месте верхнерифейского палеорифта [Ильин А. В., Волков Р. Н., 1978].

Судя по особенностям развития сейсмических процессов, живая тектоника Прихубсугулья определяется субмеридиональными и субширотными системами разломов, тектонически активных и в настоящее время. Субгоризонтальные растягивающие и сжимающие напряжения в очагах землетрясений ориентированы здесь диагонально к простираию главных морфоструктур, предопределяя тем самым напряженное состояние земной коры, характерное для всей зоны Вебирс. Отсюда вытекает, что кайнозойская кинематика разломов этого района должна быть близка кинематике разрывных нарушений других областей зоны Вебирс. По данным С. Д. Хилько (1977), Северное Прихубсугулье характеризуется в целом условиями растяжения, сопровождаемого рифтогенными процессами с развитием сбросов и, в меньшей мере, сдвигов и взбросов. Для южных же районов Прихубсугулья типична обстановка сжатия, где преобладают сбросо-сдвиги, взбросы и надвиги. Такое различие в полях напряжений двух близко расположенных районов может быть связано с тем, что первый из них тяготеет к зоне влияния субширотного трансформного разлома, проявляющего себя в кайнозойское время как левосторонний сдвиг [Шерман С. И., Леви К. Г., 1977]. Этот разлом, известный под названием Тункинского, соединяет рифтогенные впадины Северной Монголии с южной котловиной оз. Байкала и продолжается на запад до р. Кызыл-Хема (см. рис. 3). Сдвиговые смещения вдоль него в узлах пересечения и сочленения с субмеридиональными зонами разломов должны трансформи-

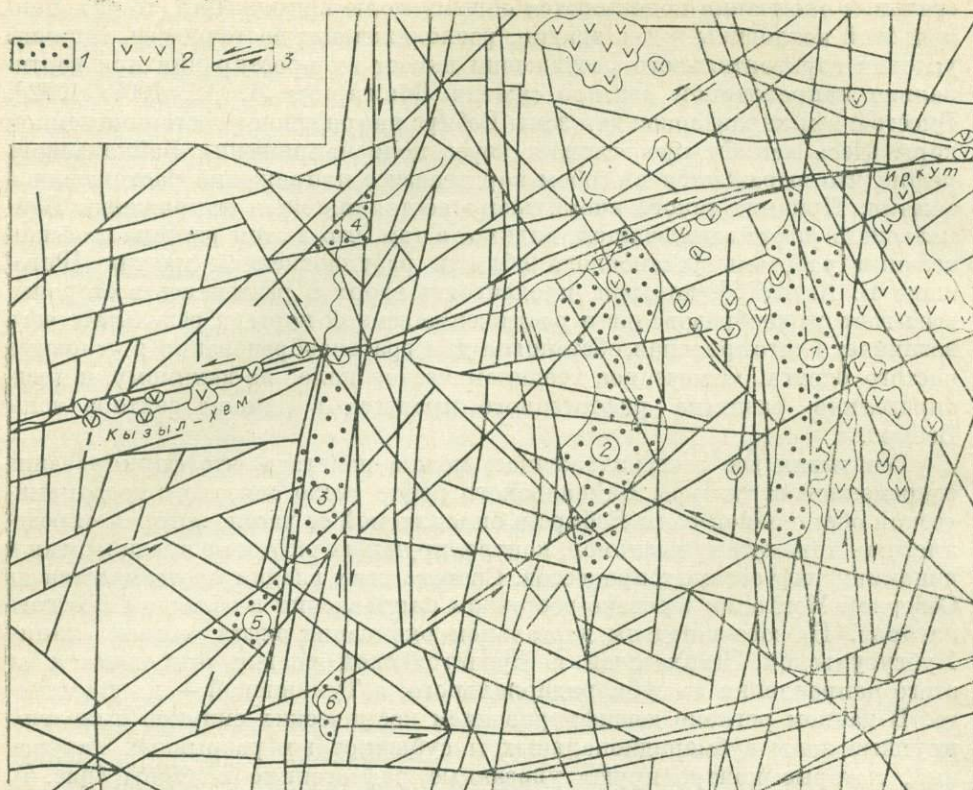


Рис. 4. Структура юго-западного фланга Байкальского рифта, по данным дешифрирования космических снимков. Составили Ж. Ган-Очир, Ю. В. Комаров, И. Н. Фомин, А. А. Белоголовкин.

1 — рифтовые впадины (цифры в кружках: 1 — Хубсугульская, 2 — Дархатская, 3 — Бусингольская, 4 — Белинская, 5 — Терехгольская, 6 — Тайрисинская); 2 — кайнозойские базальты; 3 — разломы и направления смещения по ним.

роваться в сдвиго-раздвиги и определять тем самым развитие рифтовых процессов в Прихубсугулье по системам субмеридиональных разломов.

Аналогичная ситуация свойственна и северо-восточному флангу Байкальского рифта, где рифтовый процесс контролируется зоной субширотного Муйско-Чарского трансформного разлома [Шерман С. И., Леви К. Г., 1977], однако рифтогенные впадины ограничиваются здесь не субмеридиональными, а северо-восточными и субширотными системами разрывных нарушений. Кулисообразное расположение их по отношению к трансформному разлому свидетельствует о том, что они формируются в условиях растяжения как раздвиги, генетически связанные с горизонтальными подвижками по разломам. Признаки трансформного разлома несет и выделенная нами субширотная зона Усть-Баргузинского и Туркино-Витимского глубинных разломов [Комаров Ю. В. и др., 1976]. К подобному же типу относятся, по-видимому, и разломы Момского рифта, система впадин которого отходит в юго-восточном направлении от рифтогенных структур зоны Вебире на побережье моря Лаптевых. Эти впадины приурочены к крупному правостороннему сдвигу и в генетическом отношении являются раздвигами [Мокшанцев К. Б. и др., 1977].

Таким образом, приведенный выше анализ геодинамической обстановки в зоне Вебире показывает, что в ее пределах в направлении с севера на юг наблюдается переход по простиранию сбросо-сдвиговых рифтовых структур хр. Гаккеля в сдвиго-взбросовые и надвиговые структуры моря Лаптевых, которые в районе Байкальской горной области сменяются

сбросо- и сбросо-сдвиговыми собственно Байкальского рифта с переходом на дистальных его окончаниях в сдвиговые, взбросо-сдвиговые и надвиговые. Переход по простиранию одного динамического типа рифтогенных структур в другой является, по-видимому, характерной чертой зоны Вебирс и связан с геодинамической обстановкой, которая и определяет динамику рифтогенных процессов в различных ее частях.

ВЫВОДЫ

Байкальский рифт расположен в зоне Вебирс, которая оказывает заметное влияние на неотектонические процессы и которая почти на всем протяжении, за исключением участка в районе большой петли р. Лены, сейсмически активна. Кроме того, она на всем протяжении разделяет территории с разной сейсмичностью. Для всей зоны Вебирс устанавливается близко идентичное поле напряжений, характеризующееся горизонтальным сжатием, направленным с северо-востока на юго-запад и растяжением, направление которого совпадает с зоной Вебирс, но на разных ее участках имеет различный зенитный угол. И только в Байкальской рифтовой зоне и в Андаманском рифте ось растяжения ориентирована субгоризонтально. На дистальных окончаниях Байкальской рифтовой зоны эти напряжения вновь сменяются напряжениями сжатия, а рифтогенные процессы затухают. При этом отмечается тенденция «возвращения» в зону Вебирс рифтогенных структур, вышедших за ее границы. Это вполне определенно устанавливается на юго-западном фланге Байкальского рифта, где Хубсугульская, Дархатская и Бусингольская рифтогенные структуры имеют меридиональное направление, вновь возвращающее их в зону Вебирс. Это направление подчеркивается и приуроченностью излияния базальтов к субмеридиональным разломам, которые обладают к тому же и повышенной сейсмической активностью [Хилько С. Д., 1977].

Несколько иная, но в принципе похожая ситуация сложилась и на северо-восточном замыкании рифта. Здесь рифтовые структуры, выйдя за пределы Байкальской горной области по субширотным разломам, затухают и представлены «эмбриональными», по В. П. Солоненко (1968), впадинами. В то же время в центральной части Байкальской горной области, по данным Л. А. Мишиариной [Комаров Ю. В. и др., 1978], в очагах мелких землетрясений происходит смещение по плоскостям, ориентированным вдоль зоны Вебирс, т. е. намечается подготовка нового субмеридионального направления рифтогенных структур в осевой части зоны. Если предположить, что развитие Байкальского рифта будет продолжаться, то его ступенчатая структура будет следовать вдоль зоны Вебирс, иногда выходя за ее пределы по трансформным разломам, но всегда имея тенденцию вновь вернуться в зону, обуславливающую рифтогенез, т. е. в зону Вебирс.

Конкретное положение Байкальского рифта определяется местом, где крупное мантийное разуплотнение распространяется на зону Вебирс. По-видимому, сочетание данной зоны и подъема кровли верхней мантии в этом месте и определило появление именно здесь Байкальского рифта, хотя мантийное разуплотнение прослеживается далеко на запад, до Горного Алтая.

Совершенно не случайно северное и южное окончания зоны Вебирс включают рифтогенные структуры с переходами одного динамического типа в другой и смыкаются со срединноокеаническими структурами. На севере это рифтогенные впадины на побережье моря Лаптевых и в срединноокеаническом хр. Гаккеля, на юге — Андаманская рифтовая долина и Восточно-Индоеокеанский хребет. Создается впечатление, что эти неотектонические структуры, нацеленные вдоль зоны Вебирс, отражают давно существующее и глубоко завуалированное направление, по которому доходят отголоски каких-то глубинных процессов, далеко не всегда опре-

деленно проявленных в континентальной коре, но тем не менее оказывающих на нее влияние. Поэтому зона Вебирс, не имеющая ничего общего с рифтогенными структурами, в то же время склонна к рифтогенезу и является зоной предпочтительного расположения в ней континентального рифта. В этом плане и намечается ее косвенная связь с мировой рифтовой системой, с которой также косвенно связан и Байкальский рифт, расположенный в зоне Вебирс и имеющий к ней прямое отношение.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайский В. Н., Данциг Л. Г., Дергачев А. А. Детальные сейсмологические исследования в Баргузинском районе Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М., Советское радио, 1977, с. 65—69.
- Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 8. Л., НИИГА, 1973, с. 56—75.
- Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребт и его материковое продолжение. — Геоморфология, 1970, № 1, с. 42—45.
- Гущенко О. И., Степанов В. В., Сим Л. А. Направления действия современных мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., ГКНТ, 1976, с. 86—88.
- Данилович В. Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири. — В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 174—188.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. — Геол. и геофиз., 1963, № 2, с. 3—11.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Хубсугульского прогиба. — Геотектоника, 1970, № 5, с. 3—11.
- Ильин А. В., Волков Р. Н. Верхнепротерозойский Дархатско-Хубсугульский рифт (МНР). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1422—1425.
- Керри Д., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М., Мир, 1978, с. 327—339.
- Коган А. П. Постановка сейсмических работ методом КМПВ—ГСЗ с морского льда на шельфе Арктических морей (опыт работ в море Лаптевых). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. Л., НИИГА, 1974, с. 33—38.
- Комаров Ю. В., Беличенко В. Г., Мишарина Л. А., Петров П. А. Верхояно-Бирманская зона счленения центрально- и восточноазиатских структур (зона Вебирс). — В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебирс (оперативная информация). Иркутск, изд. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1978, с. 5—24.
- Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. Проблемы редкометалльной металлогении ортогональной сети глубинных разломов Западного Забайкалья. — В кн.: Геолого-геофизические исследования. Иркутск, 1976, с. 54—60.
- Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. М., Наука, 1966. 91 с.
- Кропоткин П. Н. Как могла возникнуть внутри континента крупная изолированная рифтовая система (рифты Байкальской зоны)? — В кн.: Континентальный рифтогенез. М., Советское радио, 1977, с. 7—10.
- Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 19—29.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 262 с.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., Наука, 1967. 134 с.
- Мишарина Л. А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972, с. 161—171.
- Мокшанцев К. Б., Гусев Г. С., Козьмин Б. М., Третьяков Ф. Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М., 1977, с. 76—85.
- Наумов В. А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы (Северо-Байкальское нагорье). Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 143 с.
- Оловянное орудование Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье/Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. и др. Новосибирск, Наука, 1978. 93 с.
- Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений/Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. М., Наука, 1972. 192 с.
- Рогожина В. А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 64—65.
- Сизых В. И., Гладков В. Г., Фомин И. Н., Варзалов Ю. К. О морфологических признаках горизонтальных перемещений в Забайкалье и Восточной Монголии. —

В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Межвузовский тектонический сборник. Вып. 2. Иркутск, 1976, с. 152—165.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 57—71.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 40—56.

Хизен В. К. Ложе океанов.— В кн.: Дрейф континентов, горизонтальные движения земной коры. М., Мир, 1966, с. 144—158.

Хилько С. Д. Отражение Байкальского рифтогенеза в морфоструктуре Северной Монголии.— В кн.: Континентальный рифтогенез. М., Советское радио, 1977, с. 47—55.

Шерман С. И., Левин К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 461—464.

Широкова Е. И. Напряжения и разрывы в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972, с. 112—148.

А. И. КИСЕЛЕВ

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И РЕЖИМ ВУЛКАНИЗМА

Проявления кайнозойского вулканизма в Центральной и Восточной Азии вне областей альпийских геосинклиналей обычно связываются с неоген-четвертичной тектоно-магматической активизацией этой территории, сопровождаемой новейшим горообразованием (дейтероорогенезом) и рифтогенезом. До активизации обширные пространства Азии находились в условиях платформенного и полуплатформенного режима, повсеместное нарушение которого в неоген-четвертичное время могло быть обусловлено периодическим возбуждением астеносферы и ее термальным и механическим воздействием на литосферу [Белюсов В. В., 1975] или проникающим в глубь континента влиянием соседней альпийской геосинклинали [Нагибина М. С., 1977].

Наряду с этим новейшая структура Азии рассматривается с позиций неомобилизма как следствие индо-евразийского столкновения, которое произошло в эоцене около 40 млн. лет тому назад [Molnar P., Tarronprier P., 1975]. Высокая плавучесть континентальной литосферы исключала субдукцию на границе Индийской и Евразийской плит. Вместо нее в зоне схождения произошла резкая остановка континентов, их спайка, на месте которой образовался орогенический пояс.

Эффект столкновения по оценке П. Молнара и П. Таппонье должен был вызвать деформацию и сокращение земной коры на 1500 км. Часть этого сокращения (от 300, возможно, до 700 км) трансформировалось через пододвигание Индии под Гималаи и Тибет, а главная доля сокращения (от 500 до 1000 км) проявилась в мощных субширотных сдвиговых перемещениях в Китае и Монголии, латеральных по отношению к движению Индийского континента на север.

Геологические соображения о сокращении коры в Гималаях приводит А. Гансер (1977). Он полагает, что главные фазы развития крупных надвигов, складкообразования и метаморфизма имели место в интервале после эоцена до плейстоцена с суммарным сокращением коры на 500 км, а главные поднятия осуществлялись в плейстоцене и продолжают в настоящее время. Реальность крупных сдвиговых перемещений устанавливается по космическим снимкам и по ориентировке плоскостей раз-

рывов в очагах сильных землетрясений [Molnar P., Tapponnier P., 1975]. Особенно крупные левосторонние сдвиги — Кангтинский, Алтынтагский, Куньлуньский и Кансю — были обнаружены в Центральном Китае (см. рисунок). Суммарная амплитуда сдвиговых перемещений по перечисленным нарушениям предполагается очень внушительной. Только по Алтынтагскому разлому реставрируется около 400 км левостороннего движения.

Смысл и значение крупномасштабных сдвиговых разломов могут быть поняты через геометрию сдвиговых линий при взаимодействии жесткого выступа и упруго-пластичной среды, хорошо известных в теории пластичности [Tapponnier P., Molnar P., 1976]. Эти сдвиги трансформируют поступательное движение литосферных масс, приводя в одних случаях к надвигообразованию и сокращению земной коры, как, например, в Нань-Шане и Лунгмыньшане, а в других — к районам с преимущественным развитием сбросов и растяжения коры, таких как Байкальская рифтовая зона или система грабенов Шаньси.

Таким образом, неотектоническая структура Азии, в том числе и наиболее яркий ее элемент — Байкальская рифтовая зона, рассматриваются П. Молнаром и П. Таппонье как проявление индо-евразийского столкновения. Эта идея противоречит представлениям исследователей Байкальской рифтовой зоны [Зорин Ю. А., 1971; Логачев Н. А., Флоренсов Н. А., 1977; и др.] о местной природе глубинных рифтообразующих сил, вызванных подъемом и растеканием аномальной мантии. Компромиссную точку зрения высказали Ш. Дас и Ю. Филсон [Das Sh., Filson J. R., 1975], полагающие, что новейшая тектоника Азии определяется относительно небольшим перемещением нескольких континентальных блоков, вызванным не только индо-евразийским столкновением, но и спредингом Байкальской рифтовой зоны.

Гипотеза об индо-евразийском столкновении представляется более конструктивной в объяснении природы, временной и пространственной взаимообусловленности основных элементов тектоники и вулканизма Центральной и Восточной Азии, тем более, что она вводит только одно ограничение на возможность воздействия со стороны астеносферы на движущуюся литосферную плиту: любое локальное воздействие, не нарушающее целостность плиты, производится силами, которые всегда меньше сил, приводящих плиты в движение.

Вследствие гетерогенности литосферного блока Азии, его деформация не везде была одинаковой и не всегда определялась только прочностью литосферы. Например, такой блок, как Тибет, мог дополнительно вовлекаться в поднятие в силу аномально высокого теплового потока в его недрах [Molnar P., Tapponnier P., 1975; Винник Л. П., 1976]. Для того чтобы находиться в изостатическом равновесии, Тибет должен подвергать горизонтальному сжатию в несколько сот бар районы, расположенные дальше к северу, компенсируя этим давление, производимое движением Индийской плиты. Как полагают П. Молнар и П. Таппонье, стабильный с докембрия Таримский массив, подстилаемый мощной пассивной литосфе-

Схема основных элементов новейшей тектоники Азии по П. Молнару и П. Таппонье [Molnar P., Tapponnier P., 1975] с добавлениями автора.

1—4 — разломы (жирными линиями показаны наиболее важные, обычно сейсмоактивные и хорошо выраженные морфологически): 1 — сбросы; 2 — надвиги; 3 — сдвиги (залитые стрелки показывают направление движения, установленное по смещениям в очагах землетрясений или на плоскостях разрывов; незалитые стрелки показывают направление движения, установленное по космическим снимкам); 4 — разломы действительные и предполагаемые с невязанными знаками движения; 5 — области развития третичных складок (залитыми знаками показаны наиболее выразительные и более молодые складки); 6 — области преимущественного сжатия (преобладают вертикальные движения, связанные с надвигообразованием и тектоникой сжатия); 7 — области преимущественного горизонтального растяжения и опускания; 8 — области проявления кайнозойского вулканизма и потухшие вулканы; 9 — область пониженных скоростей в мантии [по Рогожиной В. А., Коженинкову В. М., 1979] (а), области повышенного поглощения сейсмических волн в мантии [по Виннику Л. П., 1976] (б); 10 — изолинии, показывающие глубину погружения Тихоокеанской плиты [Pollack H. N., Chapman D. S., 1977].

рой, передавал напряжение Тянь-Шаню, выступавшему по отношению к Таримскому массиву в качестве древней ослабленной зоны.

В целом из-за ряда граничных условий, которые выражаются в большой прочности и сопротивлении континентальной литосферы Азии латеральным движениям по сравнению с зонами субдукции вдоль тихоокеанской окраины, регионы между Индией и Сибирской платформой должны более легко перемещаться в восточном направлении. Это положение согласуется, во-первых, с резким сокращением в зоне взаимодействия ширины гималайской части альпийского орогенического пояса и максимальной приподнятости горных хребтов над уровнем океана; во-вторых, с общей конформностью линейных глыбово-горстовых морфоструктур северному краю Индийской платформы; в-третьих, с понижением рельефа в северном и восточном направлениях относительно границы взаимодействия; в-четвертых, с появлением и ориентировкой крупнейших сдвиговых перемещений земной коры во фронтальной и передовой частях зоны взаимодействия, а также с распределением сейсмичности и вулканизма.

Анализ схемы главных элементов неотектоники Центральной и Восточной Азии (см. рисунок) показывает, что область, расположенная к северу от Индийской платформы, включая Гималаи, Тянь-Шань, Куьнлунь и Гобийский Алтай, характеризуется как область сжатия с преобладающим линейным типом неоструктур, наличием сдвиговой компоненты в дизъюнктивах и крайне незначительным по масштабам проявлением кайнозойского вулканизма. В северном и восточном направлениях область преимущественного сжатия и крупных горизонтальных перемещений сменяется районами, в которых зоны сжатия сопряжены с зонами относительной стабилизации и растяжения. Морфологически это выражается в смене преимущественно линейных сводово-горстовых поднятий более изометричными крупными сводово-глыбовыми поднятиями с расположенными в их пределах крупными впадинами, а также районами, не испытывавшими в неоген-четвертичное время заметных вертикальных перемещений.

На севере область эпиплатформенного орогенеза морфологически завершается Саяно-Байкальским сводовым поднятием. Роль жесткого упора сыграл южный выступ Сибирской платформы, обособление и стабильность которого по отношению к складчатым сооружениям юга Восточной Сибири, по-видимому, наметились уже в позднем архее [Замарев С. М., 1967; Владимиров Б. М. и др., 1969]. Здесь в разнородной тектонофизической обстановке наряду со сжимающими широко проявились деформации растяжения, базальтовый вулканизм и заложение рифтовых впадин. Сложность структурного плана подчеркивается сменой широтного простирания Тункинской впадины на субмеридиональное для Хубсугульской и Дархатской. Собственно и современный план деформаций, характеризующийся для Байкальской впадины и всей восточной части Байкальской рифтовой зоны горизонтально ориентированными растягивающими напряжениями перпендикулярно простиранию впадин, в полосе $102-103^\circ$ сменяется горизонтальными сжимающими напряжениями [Мишарина Л. А., 1967].

В соответствии с пространственным положением и петрохимическим обликом кайнозойских эффузивов Центральной и Восточной Азии намечаются некоторые общие закономерности в их распределении, отвечающие различным геодинамическим условиям.

На юго-востоке Евразийской плиты в зависимости от типа ее сочленения с Индийской, Тихоокеанской и Филиппинской плитами выделяются три геодинамических режима развития вулканизма: 1) вулканизм фронтальной зоны индо-евразийского столкновения; 2) вулканизм зоны субдукции Евразийской и Тихоокеанской плит; 3) внутриплитный вулканизм Центральной и Восточной Азии.

ВУЛКАНИЗМ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ ИНДО-ЕВРАЗИАТСКОГО СТОЛКНОВЕНИЯ

Во фронтальной зоне индо-евразийского столкновения вулканическая деятельность была ограниченной. Вдоль Высоких Гималаев наземный вулканизм отсутствует. Крупные гранитные интрузии и дайки неогенового возраста известны на севере Непала и в районе Джомолунгмы [Гансер А., 1977]. Излияния в этом районе, по-видимому, были невозможными вследствие мощного тангенциального орогенического давления, однако сучивание спалических масс и резкое увеличение мощности коры создавало необходимые предпосылки для проявления гранитных расплавов.

Вулканическая активность, начиная с третичного времени и вплоть до недавнего прошлого, выражена на латеральных границах Индийской плиты вдоль меридиональной структуры Аракан-Йома в Бирме и по линии Кветта в Белуджистане (Пакистан). Движения по этим структурным линиям носят отчетливо сдвиговый характер, а вдоль Аракан-Йома фиксируется субширотный надвиг, связанный с движением Индийской плиты на север [Бруншвайлер Р. О., 1977].

Молодые вулканические породы в складчатых зонах Бирмы имеют андезитовый и базальтовый составы. Кроме того известен пример молодого кислого вулканизма — риолиты Монойва. Суммарный объем эффузивов не превышает 10 км³ [Бруншвайлер Р. О., 1977]. Вулканизм структурной линии Кветта (четвертичные вулканы Тефтан и Султан) представлен андезитами [Gilluly J., 1971]. Эффузивы на латеральных ограничениях Индийской плиты, по-видимому, связаны с разломами, оперяющими крупные сдвиги, и не исключено, что часть из них имеет коровую природу.

Севернее шовной зоны индо-евразийского столкновения вулканизм весьма ограниченно проявился в Тибетском и Таримском массивах, Куньлуне и Тянь-Шане. Выходы молодых известково-щелочных и щелочных лав прослеживаются вдоль северной окраины Тибета и в обширных внутритригорных бассейнах Куньлуния [Гапеева Г. М., 1955]. Потоки лав здесь чередуются с пирокластами, образуя небольшие плато, вулканические купола и конусы, лежащие на высоте более 500 м. В истоках р. Керия-Дарья и Куньлуньшане отмечалось извержение вулкана 27 мая 1952 г., продолжавшееся несколько дней [Основы..., 1962]. По отрывочным данным, состав эффузивов колеблется довольно широко — от гиперстеновых и авгитовых латитов и бронзитовых андезитов до лейцитовых базальтоидов [Гапеева Г. М., 1955]. В Таримском массиве установлены жильные внедрения базальтов, секущие третичные песчаники и глины, а также более молодые лавы, залегающие на террасах р. Кэлия и четвертичных конгломератах в горных долинах [Основы..., 1962]. Мелкие трещинные внедрения оливиновых долеритов в палеогеновых дислоцированных глинах и песчаниках известны в Тянь-Шане в районе оз. Иссык-Куль [Жилинский Г. Б., Леонов А. В., 1966]. В позднечетвертичный период и в историческое время в Центральном Тянь-Шане были активными Турфанские вулканы [Основы..., 1962].

Вулканические породы обнаруживают петрохимическую зональность относительно индо-евразийского столкновения. В шовной зоне на латеральных ограничениях Индийской плиты изливались преимущественно известково-щелочные (андезитовые) лавы. Но по мере удаления от нее, в Тибете и Куньлуне, они сочетаются со щелочными базальтоидами. А еще севернее, в Тариме и Тянь-Шане, происходили небольшие по масштабам внедрения и излияния базальтов, приуроченные, по-видимому, к локальным зонам растяжений на общем фоне сжимающих напряжений.

Пестрый состав вулканических пород указывает на сложные геодинамические условия их становления на некотором удалении от шовной зоны индо-евразийского столкновения. Субдукция в ее классическом проявлении

нии здесь была невозможна из-за высокой плавучести континентальной литосферы, хотя и не исключается ограниченное пододвигание Индийской плиты под Тибет. Повышенная мощность коры в Тибете связывается с общим сокращением литосферы в этом районе на 300—400 км как вследствие пододвигания Индийской плиты, так и за счет деформации сжатия земной коры и ее скучивания. Не исключается также, что высокое поднятие Тибета могло возникнуть в силу разогрева низов коры и верхней мантии [Molnar P., Tarronprier P., 1975; Винник Л. П., 1976]. Остается неясным, что предопределило разогрев под Тибетом: нагревание пододвигающейся плиты из-за сил трения или подъем нагретого вещества из более глубоких зон мантии. Но независимо от первопричины разогрева и появления очагов плавления под Тибетом, Таримским массивом и Тянь-Шанем, преобладание сжимающих деформаций в широкой зоне к северу от индо-евразийского столкновения не способствовало, а скорее, наоборот, препятствовало массовому развитию вулканизма, в то время как дейтероорогенез здесь проявился наиболее контрастно.

ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ЕВРАЗИАТСКОЙ И ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ

Неоген-четвертичный вулканизм активной материковой окраины Евразийской плиты представлен известково-щелочной серией лав — базальтами, андезитами и дацитами, обычно не характерными для внутренних районов Центральной и Восточной Азии. Их появление связывается с тектонофизическими и петрогенетическими процессами в тыловой части деструктивной границы Тихоокеанской и Евразийской плит, которые, вероятно, протекали синхронно с раскрытием бассейна Японского моря [Кариг Д., 1974].

Судя по современному положению области глубинной сейсмичности, вулканический фронт в неогене распространялся на Восточный Сихотэ-Алинь и Южное Приморье, а также в прибрежные районы Китая (низовья Янцзы, п-ов Лэйчжоу, о. Хайнань) соответственно к западу от зоны субдукции Тихоокеанской и Филиппинской плит* [Matsuda T., Uyeda S., 1971].

Покровы неогеновых эффузивов и вулканы восточной окраины Азиатского континента начинаются от устья Амура и в виде обособленных выходов продолжают на Сихотэ-Алине, Корею, приморских районах Китая и заканчиваются на юго-востоке Индокитайского полуострова. На Дальнем Востоке наиболее крупными являются Шуфановское и Шкотское базальтовые плато, местами залегающие на верхнемиоценовых отложениях [Гапеева Г. М., 1971]. Общая мощность покровов оценивается в 150—250 м. Более мелкие покровы располагаются севернее, в водораздельной части северного окончания Сихотэ-Алиня. Отсюда они прослеживаются почти непрерывной полосой до устья Амура, проникая в глубь континента до 150 км. Современное положение миоценовых покровов колеблется от 600—800 (до 1000 м) на западе до 200—300 м на востоке, а на побережье Татарского пролива базальты опускаются на несколько сот метров ниже уровня моря [Гапеева Г. М., 1971].

Плиоценовые базальты на севере Сихотэ-Алиня образуют Совгаванское и Бикинское поля, возникшие, по мнению Г. М. Гапеевой, в результате деятельности щитовых вулканов. Эти породы в отличие от миоценовых несколько обогащены щелочами, но не выходят за пределы известково-щелочной серии пород.

В Северной Корее и Шаньдунском полуострове Китая проявления кайнозойского вулканизма сосредоточены вдоль разломов северо-восточ-

* Связанный с субдукцией островодужный вулканизм в настоящей работе не рассматривается.

ного простирания. Тектоно-магматическая активизация Китайско-Корейской платформы сопровождалась ее растрескиванием, образованием куполовидных поднятий и широких депрессий и излияниями базальтов с отчетливо выраженным щелочным характером [Chao Tsung-pu, 1960]. Данные породы распространены за пределами области глубинной сейсмичности, петрохимически они неотличимы от лав внутренних районов восточноазиатского континента, и поэтому их связь с процессами в зоне субдукции не представляется очевидной.

Южнее, в низовьях р. Янцзы, на п-ове Лэйчжоу и на севере о. Хайнань, в области эпипалеозойских платформенных структур находятся третичные и четвертичные эффузивы, относящиеся к известково-щелочной серии пород.

Наличие андезитов в Японской островной дуге и известково-щелочных лав на активной континентальной окраине, скорее всего, связано с процессами, сопровождающими погружение Тихоокеанской плиты, хотя условия образования для них были различными. Для андезитов и дацитов континентальной окраины не исключена внутрикоровая контаминация инициальных расплавов или плавление в низах коры, в то время как петрохимия андезитов Японской островной дуги могла определяться не столько *PT*-условиями гипотетического пиролита, сколько поглощением 5—6 км слоя примитивных толеитовых базальтов и осадков в зоне субдукции и их последующей ремобилизацией в состав андезитопроизводящих расплавов [Gilluly J., 1971].

ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Разобщенные выходы кайнозойских базальтов, охватывающие обширные пространства Центральной и Восточной Азии, расположены на 2000 км и более к северу от зоны индо-евразийского столкновения. Они обозначают собой смену деформаций преимущественного сжатия деформациями комбинированного плана: сжатия — растяжения.

Западная граница ареала наземного вулканизма начинается с Ия-Удинского района Восточного саяна и Восточной части Тувы (96° в. д.). Далее на юг она пересекает хр. Болнай-Нуру (98° в. д.), Хангайское нагорье (100° в. д.), Гобийский и Монгольский Алтай (99° в. д.), образуя в целом субмеридиональную полосу длиной около 1200 км при ширине 400—600 км. В Тунгинской впадине, Хамар-Дабане и Прихубсугулье, составляющих часть этой полосы, базальты пространственно сопряжены с рифтовыми структурами. Далее на юг они попадают в область другого режима активизации, «пересекают» юго-западную часть Орхон-Селенгинской системы мезозойских прогибов, Хангайское сводовое поднятие и систему предальтайских (долиноозерских) прогибов, а также прогибы и поднятия Монгольского и Гобийского Алтая [Нагибина М. С., 1977].

По отношению к структурам фундамента полоса базальтов накладывается на байкальскую, каледонскую и герцинскую складчатые зоны.

Центральноазиатская вулканическая провинция в пределах саяно-монгольского субмеридионального контура подчеркивается сменой ориентировки и морфологии одних кайнозойских структур другими. В полосе между 100 и 105° в. д., к югу от выступа Сибирской платформы, генеральное северо-западное (саянское) направление древних и кайнозойских структур меняется на северо-восточное (байкальское). Здесь же происходит и смена ориентировки напряжений современного поля деформаций. К выделенной полосе тяготеют все крупные землетрясения Монголии, а также «редукционные структуры» В. П. Солоненко (1959). И в мезозое к западу и востоку от «критического» меридиана (105° в. д.) на территории Монголии существовал различный геодинамический режим [Наги-

бина М. С., 1977]. Как полагает В. И. Тихонов (1977), описываемая «полоса» расположена на продолжении трансконтинентального Таймыр-Байкальского глубинного разлома, выделенного по геофизическим данным К. А. Савинским (1972) на Сибирской платформе. Кинематика зоны раздела, по мнению В. И. Тихонова, определялась столкновением двух потоков глыб земной коры и образованием одной из структур скупивания. По гравиметрическим данным, в этом месте устанавливается утолщение земной коры [Степанов П. П., Волхонин В. С., 1969].

От районов Гобийского и Монгольского Алтая полоса выходов базальтов поворачивает на восток во Внутреннюю Монголию и Северный Китай и продолжается до побережья Тихого океана. На востоке Азии базальтовые поля распространены в Приамурье, Приморье, Маньчжурии, Северной Корее и на Индокитайском полуострове. С севера распространение базальтов ограничивается Байкало-Становой зоной вплоть до Охотского моря.

Геоморфологические и палеогеографические условия накопления кайнозойских базальтов определялись характером и степенью деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания, формирование которой по времени предшествовало индо-евразиатскому столкновению. В Восточном Саяне, Прибайкалье и Прихубсугулье базальты изливались на сглаженную эрозионно-денудационными процессами холмистую поверхность низкого уровня или «почти равнину» с останцовыми горами и грядами с относительными превышениями до 500 м [Медведев М. Е., 1970]. Вулканическая деятельность в общем совпадала с началом сводообразования и заложения межгорных впадин. В крупных котловинах и пологих внутрисводовых прогибах до изливания базальтов или одновременно с ними шло накопление угленосных отложений. Базальты нивелировали древний рельеф и на месте долин и депрессий создавали высокие базальтовые плато.

В результате разнонаправленных движений в Прибайкалье подбазальтовая домиоценовая поверхность денудационных плато и смежных котловин к настоящему времени оказалась максимально опущенной в центральных частях впадин и наиболее приподнятой в осевой части Хамардабанского свода. Как показал М. Е. Медведев [Киселев А. И. и др., 1979], средний уровень подошвы базальтов в центре равен 1700—2000 м, а в Тункинской впадине опускается до 1500—2000 м ниже уровня моря. При допущении первичного превышения Хамар-Дабана над Тункинской впадиной до 500—700 м к началу вулканической активности суммарная амплитуда вертикальных движений, обусловленная новейшими пластическими и разрывными деформациями, достигает 3500 м.

Сходные палеогеографические и геоморфологические условия вулканической активности были в Восточном Саяне, Туве, Прихубсугулье и Хангайском нагорье. Базальтовые покровы на водораздельных пространствах в этих районах залегают на высоте от 1600 до 2700 м [Медведев М. Е., 1970; Девяткин Е. В. и др., 1973]. По мере роста сводов более поздние фазы вулканизма (плейстоцен-голоцен) морфологически тяготеют к более низким гипсометрическим уровням. Лавы перекрывают террасы древних долин, а также и современный аллювий.

Кайнозойский вулканизм в своем проявлении пространственно не ограничивался только сводами. Изливания базальтов синхронно протекали в некоторых смежных с ними впадинах, например в Тункинской и Хубсугульской в Байкальской рифтовой зоне, а также в Долиноозерской котловине, Тэрхин-Цаганнурской впадине и в пределах предгорных равнин и плоскогорий пустыни Гоби. В Долине Озер внутри красноцветных глин олигоценовой формации имеются прослойки базальтов, абсолютный возраст которых составляет 31,3—32 млн. лет [Девяткин Е. В., и др., 1973]. Это, пожалуй, наиболее древние уверенно датированные выходы лав, возможно, синхронные первой вспышке извержений в Тункинской впадине.

Пространственная и временная направленность вулканизма в пределах саяно-монгольского субмеридионального контура, включающего в себя как западный фланг Байкальской рифтовой зоны, так и области нерифтовой активизации, не позволяет поставить в прямую зависимость явления вулканизма и рифтогенеза. В структурном отношении вулканизм проявился более широко, чем в петрохимическом, т. е. «сквозная» петрохимия не дает оснований выделить особый тип базальтов, который мог бы служить формационным признаком, присущим только внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоне. В этом смысле «рассеянный вулканизм» некоторых континентальных целевых рифтов по Е. Е. Милановскому (1970) оказывается в данном случае действительно рассеянным не только в пределах рифтовой зоны, но и вне ее, на обширных пространствах Центральной и Восточной Азии.

Даригангский вулканический район является пограничным между Центральноазиатской и Маньчжуро-Приморской вулканическими провинциями [Апродов В. А., 1965]. Базальтовое плато Дариганга — самый обширный лавовый покров на востоке Азии. Его площадь на территории Монголии и Китая составляет более 20 000 км². На поверхности плато расположены многочисленные вулканические конусы, причем только на территории МНР насчитывается 222 вулкана [Влодавец В. И., 1955].

Даригангский вулканический район представляет собой невысокое плато, слегка приподнятое над окружающей его равниной. На северо-востоке оно примыкает к холмистому гранитному массиву, относящемуся к предгорьям Большого Хингана. Эффузивы перекрывают меловые и третичные осадочные отложения. Некоторые молодые потоки изливались на речную террасу. Не исключено, что последние извержения могли быть в историческое время [Селиванов Е. И., 1972].

Формированию лавового плато Дариганга предшествовал платформенный режим. Однако и в неотектонический этап развития бурная вулканическая деятельность здесь не сопровождалась орографической перестройкой региона. Главные элементы рельефа были унаследованы от предшествующего этапа развития. Можно предполагать, что магмоконтролирующие разломы функционировали главным образом как сдвиги или раздвиги.

Сглаженные формы рельефа, небольшая амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков земной коры и слабая сейсмичность Восточной Монголии могут быть следствием заметного нарастания растягивающих напряжений в общем плане деформаций литосферы в этой части Азии, благоприятствующих крупномасштабным излияниям базальтов. Пример Дариганги, Витимского плоскогорья и некоторых районов Северного Китая показывает, что не все вулканические районы вовлекались в поднятие после максимально проявленной фазы извержений. В этом плане базальты Дариганги по структурным условиям несколько отличаются от расположенных западнее и северо-западнее лавовых полей, залегающих в большинстве случаев на водораздельных частях сводов или в зонах сопряжения сводов и впадин. По-видимому, вулканизм и сводообразование, так же как и вулканизм и рифтообразование, по крайней мере в Центральной Азии, не находятся в причинно-следственной зависимости.

В кайнозойский период развития в Китае выделяется шесть этапов извержения базальтов, наложенных в отличие от центральноазиатской вулканической провинции не только на складчатые сооружения байкалид, каледонид и герцинид, но и на Китайско-Корейскую платформу [Основы..., 1962]. Начало массовых излияний относится к концу эоцена — началу миоцена и завершается в основном в плиоцене. Для этого отрезка времени характерен преимущественно трещинный тип извержений, а начиная с нижнего плейстоцена спокойные излияния лав сменились эксплозивными извержениями из аппаратов центрального типа. Некоторые из них были активными в историческое время.

Палеогеографическая обстановка во Внутренней Монголии и районах Северо-Восточного Китая к началу вулканической деятельности характеризовалась платформенными условиями. На приподнятых участках развивалась латеритная кора выветривания, а в обширных неглубоких впадинах накапливались песчано-конгломератовые толщи. Большинство районов Внутренней Монголии в неоген-четвертичное время испытывали поднятия небольшой амплитуды. Наиболее заметными они были в Иньшанском горном районе [Основы..., 1962]. В начале четвертичного периода в долине р. Хуанхэ по-прежнему продолжалось накопление лесса и песчано-галечных отложений. Разрывные нарушения, активизированные в этот период и пересекающие галечники и базальты, зафиксированы в восточной части горы Ляншань.

Первые вспышки вулканизма происходили во Внутренней Монголии — в Ханьбоа, на севере страны — в провинциях Шаньси и Ляонин (лавы Фушунь). На северо-восточном продолжении системы грабенов Шаньси вдоль разломов меридионального простирания на третичных латеритах залегает обширное базальтовое плато, являющееся частью современного плоскогорья Внутренней Монголии. Мощность лавовой толщи колеблется от нескольких десятков до 190 м [Основы..., 1962]. Лавовый покров в провинции Шаньси содержит линзы черных сланцев с остатками олигоценовой флоры.

В провинции Ляонин, в восточной части хр. Чанбошань, палеогеновые лавы изливались на дотретичную равнину, приподнятую в настоящее время над уровнем моря до 1000 м.

Максимальная фаза вулканической активности по масштабам и объему излившегося материала приходится на конец миоцена. В восточной части Китая сформировались обширные лавовые покровы Вэйчан, перекрывающие миоценовые отложения Мацзяны, содержащие остатки флоры и прослой базальтов. Сохранившиеся от размыва остатки покровов известны также и на западном побережье оз. Далайнор, и у южных склонов Большого Хингана [Основы..., 1962].

Хорошо сохранившиеся базальтовые покровы относятся к плиоцену. В результате последующих поднятий и денудации лавы образуют столовые горы или горные плато, причем во многих местах базальты залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях миоцена (лавы Сюехуашань в провинции Хэбэй). В восточных районах Китая плиоценовые лавы перекрывали пенеценизированную поверхность. Особенно крупные покровы этих лав находятся в восточной части провинции Гирич, южнее оз. Ханка. Более мелкие лавовые поля рассредоточены в полосе, протянувшейся от оз. Ханка до Шанхая. Они известны под Пекином (базальты Чансиндянь и Бадолин), на п-ове Шандун и в бассейне р. Хуанхэ (базальты Нюйшань и Чусянь). Подавляющее большинство эффузивов имеет базальтовый состав, однако на Байтоушане (плато Чанбошань на границе с Северной Кореей) в плиоцене изливались щелочные трахиты.

Начиная с нижнего плейстоцена, районы Восточного Китая испытывали опускание и служили областями аккумуляции осадочных пород. Вулканическая активность в этот период значительно сократилась. Действующими были вулканы на плоскогорье Чанбошань. Так, для вулкана Байтоушань (абс. высота 2745 м) в это время отмечается мощная эксплозивная деятельность, сопровождаемая выбросами пантеллеритовой пемзы и пород фундамента [Основы..., 1962; Ogura T., 1969].

В верхнем плейстоцене начало деятельности вулканов совпадает с периодом накопления лесса и наиболее отчетливо устанавливается в окрестностях г. Датун, западнее Пекина. Здесь насчитывается 11 вулканических конусов, сложенных оливиновыми базальтами. В нескольких конусах сохранились кратерные воронки [Лебединский В. И., 1960]. В конце плейстоцена снова стал активным вулкан Байтоушань. Его последнее извержение было в 1820 г. После сильного эксплозивного взрыва

кратер вулкана достиг 5 км в диаметре. В кратере образовалось оз. Тяньчи. По составу эксплозивных продуктов и типу извержений этот вулкан похож на голоценовый вулкан Аку на хр. Удокан (восточная часть Байкальского рифта), но превосходит последний своими размерами.

Северный Китай и Маньчжурия являются главным сосредоточением голоценового вулканизма континентальной части Восточной Азии. Начало голоцена в Северном Китае характеризуется спокойной аккумуляцией осадков, переотложением лессов. Образование пологих прогибов (синеклиз) сопровождалось активизацией разломов земной коры и ограниченными излияниями базальтов в условиях преобладания деформаций растяжения.

В верховьях р. Сунгари (Нонни) на севере платформенной синеклизы Сунляо насчитывается около 40 современных вулканических конусов Удаляньчи, окруженных более древними лавовыми покровами базальтов с остатками полуразрушенных вулканических аппаратов центрального типа. Среди эффузивов, имеющих щелочной характер, особо выделяются лавы Шилун (шихлуниты), представленные лейцитовыми базанитоидами [Ogura T., 1969]. Вулканическая активность в данном районе завершилась совсем недавно. Последние извержения вулканов Лаохэйшань (абс. высота 584 м) и Хосяюшань были отмечены здесь в 1720 г.

В 70 км юго-восточнее рассматриваемой группы вулканов находятся вулканы Эркэшань. Их лавовый пьедестал и конусы также сложены лейцитовыми базанитами. Группа вулканов Лунвань на плоскогорье Чанбошань включает более 35 аппаратов, размещенных вдоль западного склона хр. Лунгашань, в 150 км северо-западнее Байтоушаня. Их активность отмечалась в 1697 и 1702 гг. В голоцене были активными вулканы Датун, структурно приуроченные к северо-восточной части системы грабенов Шаньси [Чжан Вень-тан, 1954].

Кайнозойский вулканизм северо-восточной части Китая на всех этапах своего проявления связан с зонами растяжения земной коры, в одних случаях вовлекаемых в последующее время в поднятие, а в других — в опускание, или с местами сопряжения этих процессов. Практически повсеместно началу массовых излияний базальтов предшествовала пенепленизация (вероятно, не везде полная). Динамика тектонических движений и их сопряженность с вулканизмом в ряде районов Китайской платформы во многом напоминает обстановку в Восточном Саяне и Прибайкалье. Например, на северо-востоке платформы (Ляодунский щит), как и в Прибайкалье, в результате трещинных излияний (с началом в палеогене) базальтов на выровненную поверхность сформировалось лавовое плато, приподнятое к настоящему времени на 1000 м над уровнем океана. В плейстоцене плато подвергалось денудации и расчленению речными долинами, которые стали вмещалищем нижнечетвертичных долинных базальтов. Их абсолютное превышение над уровнем океана достигает 400 м. После излияния долинных базальтов район испытывает поднятие. В позднем плейстоцене и голоцене здесь происходило извержение вулканов Чанбошань, бывших активными и в историческое время, а также вулкана Байтоушань, максимально приподнятого над плоскогорьем.

Таким образом, в рассмотренном районе Китая, так же как и в Восточном Саяне, Прибайкалье и Прихубсугулье, выдерживается схема соподчиненности более древних «вершинных» и более молодых «долинных» базальтов в пределах сводово-глыбовых поднятий. Однако на примере вулкана Байтоушань, а также некоторых вулканов на Большом Хингане и Удокане, оторванных во времени от максимально проявленных фаз извержений и расположенных на максимально приподнятых частях сводов, можно сделать заключение об отсутствии «простого скатывания» вулканизма во времени в сторону отрицательных неотектонических структур. Проявления внутриплитного вулканизма не ограничиваются территориями Маньчжурии и Северной Кореи. Покровы неогеновых базальтов

и вулканы встречаются в Приморье и Приамурье. Излияния плиоценовых базальтов на выровненную поверхность имели место как во впадинах (Средне-Амурской), так и в районах предгорных равнин, а на водораздельных пространствах лавы бронировали и нивелировали относительно расчлененный рельеф [Денисов Е. П., 1965]. Основными магмоконтролирующими структурами здесь считаются мощные и длительно развивающиеся разломы, расположенные на границе крупных поднятий и опусканий.

В Южном Приморье и западном склоне Сихотэ-Алиня кроме известково-щелочных лав широко развиты щелочные базальтоиды плиоценового [Берсенов И. И., Денисов Е. П., 1971] или постплиоценового [Гапеева Г. М., 1971] возраста. Отдельные выходы щелочных базальтоидов известны и на восточном склоне Сихотэ-Алиня. Они обычно встречаются в виде небольших экструзивных тел, большей частью пространственно не совпадающих с полями развития известково-щелочных лав. Среди щелочных базальтоидов выделяются лейцитовые, нефелиновые и полевошпатовые разновидности, детально рассмотренные Г. М. Гапеевой (1961). Нефелиновые базальты обнаружены также в лавах Борисовского и Иманского вулканов.

Как уже отмечалось выше, известково-щелочной вулканизм Сихотэ-Алиня и Южного Приморья связывается с процессами, сопровождающими погружение Тихоокеанской плиты под Евразийскую, поскольку к западу от названных районов он сменяется типичными внутриплитными щелочными оливин-базальтовыми лавами. Пространственная сопряженность в Сихотэ-Алине и Южном Приморье известково-щелочных и щелочных эффузивов, по-видимому, отражает смену во времени геодинамических условий магмообразования. Щелочные базальтоиды в тыловой части активной континентальной окраины, содержащие ксенолиты пород верхней мантии, были обусловлены более глубоким проникновением разломов в мантию при нарастании напряжений растяжения.

К северо-западу от Сихотэ-Алиня в глубь континента вулканическая деятельность в кайнозой была ограниченной. Небольшие вулканические аппараты плейстоценового (?) возраста, сложенные щелочными базальтами с ультраосновными включениями и глубинными мегакристаллами, находятся в зоне Станового разлома примерно в 320 км от побережья Охотского моря [Лунгерзгаузен Г. Ф., Казьмин Ю. Б., 1967]. Далее на запад ближайшими к ним являются базальты Удоканского плато, структурно входящие в северо-восточное окончание Байкальской рифтовой зоны.

Лавовые покровы и вулканы внутренних районов Центральной и Восточной Азии в целом относятся к щелочной оливин-базальтовой серии пород, обнаруживающей региональные и временные вариации как по суммарной щелочности, так и по соотношению в составах содержания натрия и калия. На западном фланге Байкальской рифтовой зоны и в Восточном Саяне широко развиты слабо дифференцированные главным образом умеренно щелочные с отклонениями в сторону толеитов базальтовые лавы главного (миоценового) этапа вулканической активности. Более молодые четвертичные базальты — баргойские в бассейне р. Джиды, Жом-Болокский поток в Восточном Саяне, шлаковые конусы и потоки в Тункинской впадине — представлены как сильнощелочными (баргойские), так и умеренно щелочными разновидностями [Киселев А. И. и др., 1979].

Кайнозойские базальты Восточного Саяна, Прибайкалья и Прихубсугуля петрохимически близки натровой серии базальтовых пород.

Расположенные южнее эффузивы Хангайского свода более дифференцированы (от 45 до 56% SiO_2) и принадлежат к калиевой серии щелочных оливиновых базальтов [Кежежинская В. В., Лучицкий И. В. 1972; Кежежинская В. В., 1979]. Среди них преобладают лимбургиты, анальцитомовые и андезитовые базальты и трахибазальты. Особо выделяются базальты с крупными фенокристаллами биотита и санидина.

Базальты, занимающие промежуточное положение между натровой и калиевой сериями, распространены на юго-западе МНР вдоль северных склонов Монгольского Алтая. Здесь эффузивы также дифференцированы до трахиандезитов, а наиболее щелочные разновидности представлены лимбургитами и лейцитовыми базальтами [Кеpezинскas В. В., Лучицкий И. В., 1972].

При попытке выявить петрохимическую специфику базальтовых пород Байкальской рифтовой зоны в пределах саяно-монгольского субмеридионального контура кайнозойских лав обнаружилась следующая картина. Эффузивы Тункинской впадины и сопряженного с ней Хамардабанского свода в целом характеризуются как слабо дифференцированные, умеренно щелочные породы с натровой специализацией. Особенно высокое содержание натрия (до 5% Na_2O) установлено в баргойских щелочных базальтах в верховьях р. Джиды [Белов И. В., 1963]. На юго-западном замыкании Байкальской рифтовой зоны в Прихубсугулье содержание калия в лавах повышается, а в Дархатской рифтовой впадине имеются типичные калиевые базальты. Последние широко распространены на Хангайском нагорье уже за пределами рифтовой зоны [Кеpezинскas В. В., Лучицкий И. В., 1972]. Но в районах Гобийского и Монгольского Алтая базальты снова становятся более натровыми и занимают промежуточное положение между калиевой и натровой сериями пород. Из вышесказанного следует, что вулканизм Байкальской рифтовой зоны, включая рифтовые впадины и их ближайшее горное обрамление, петрохимически не отличается от вулканизма смежных с ним областей периферийной активизации. Следует обратить внимание лишь на некоторое преобладание лав с толеитовой тенденцией в Тункинской впадине, излившихся в ранний (миоценовый) этап ее развития.

К натровой серии относятся базальты Витимского плато и Дариганги. На Витимском плоскогорье, как, впрочем, и в других рассматриваемых районах, наиболее меланократовые базальты (45% SiO_2) обычно и более щелочные. Среди них преобладают базанитоиды, реже встречаются нефелинсодержащие лимбургитовые базальты. Более лейкократовые лавы (48% SiO_2) относятся к умеренно щелочным породам с незначительными отклонениями в сторону толеитовых составов. Петрохимически своеобразны базальты Дариганги. Они сильно магнезиальны, обеднены глиноземом и слабо насыщены кремнеземом [Кеpezинскas В. В., 1979]. В отдельных породах встречается гиперстен, совершенно чуждый базальтам рассмотренных выше районов.

Эффузивы хр. Удокан на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны характеризуются более высокой щелочностью по сравнению с другими вулканическими районами в ее пределах, а также более высокой степенью дифференциации от базанитоидов до трахитов включительно как на ранней стадии, охватывающей формирование лавового плато, так и на поздней, когда функционировали насаженные на плато мелкие вулканы эксплозивного типа. В целом дифференцированная серия удоканских лав занимает промежуточное положение между натровой и калиевой сериями пород. При этом более меланократовая часть эффузивов ближе к натровой, а более лейкократовая — к калиевой серии. Эффузивы более поздней стадии развития вулканизма несколько обогащены калием по сравнению с ранней.

Базальтовые породы Восточного Китая, за исключением некоторых приморских районов, также обладают повышенной щелочностью с региональными вариациями в соотношениях между содержаниями натрия и калия. Наиболее яркими представителями калиевой серии базальтовых пород являются лавы вулканических районов Удалянци и Эркошань в Северной Маньчжурии [Заварицкий А. Н., 1963; Chao Tsung-pu, 1960; Ogura T., 1969], представленные лейцитовыми базанитами и трахибазальтами. Но уже в центральном и юго-восточном районах Маньчжурии

эффузивы приобретают натровую специализацию. В качестве примера можно привести вулкан Байтоушань, продукты извержений которого дифференцированы от базальтов до пантеллеритов. Здесь, как и в Удоканском районе, наиболее меланократовые лавы ближе к натровой серии, а более кислые дифференциаты — к калиевой. К натровой серии относятся также нефелиновые базальты в провинции Ляонин и на Шаньдунском полуострове.

В Южном Приморье и на западном склоне Сихотэ-Алиня выделена провинция щелочных пород, включающая разновидности как натровой, так и калиевой серии [Гапеева Г. М., 1961].

Причины региональной петрохимической изменчивости внутриконтинентальных базальтовых пород Центральной и Восточной Азии до сих пор остаются неясными, особенно в отношении их приуроченности к древним структурам. Возможное объяснение видят или в латеральной неоднородности верхней мантии, питающей вулканы [Кепежинская В. В., Луцицкий И. В., 1972], или в различиях физико-химических условий выплавления и последующей эволюции инициальных расплавов.

При выяснении возможных причин размещения кайнозойского базальтового вулканизма внутренних районов восточной части Евразийской плиты, кроме эффекта индо-евразийского столкновения, имеющего первостепенное значение в распределении деформаций, следует иметь в виду сложное взаимодействие движущейся плиты с участками подстилающей астеносферы, которые могут возбуждаться подтоком вещества из более глубоких частей мантии и вызывать в ней дополнительную термомеханическую деформацию.

Латеральная неоднородность верхней мантии устанавливается по сейсмическим данным в ряде районов Центральной и Восточной Азии. Высокое поглощение сейсмических волн, которое обычно связывается с аномальным нагревом мантии, обнаружено под Байкальской рифтовой зоной, Внутренней Монголией, Тянь-Шанем и Тибетом [Винник Л. П., 1976; Рогожина В. А., Кожевников В. М., 1979]. Поскольку подошва литосферы имеет реологический смысл и грубо совпадает с границей солидуса, то дополнительный подток разогретого мантийного вещества снизу в конечном счете приведет к утонению литосферы и даже к совпадению ее подошвы с низами коры, как это имеет место, например, под Байкалом [Зорин Ю. А., 1971]. Неровная поверхность подошвы литосферы, ее приподнятость над древними ослабленными зонами, вероятно, способствовала накоплению под ними легкого разогретого мантийного материала и тем самым приводила к изостатическому поднятию, выраженному на поверхности в форме сводов [Яншин А. Л. и др., 1977]. Хорошо проявленная резкая линейность сводов, таких как Тянь-Шань, Гобийский и Монгольский Алтай, в целом конформная граница индо-евразийского столкновения, по-видимому, определялась не столько наследованием древнего структурного плана, сколько поступательным движением Евразийской плиты на север. Дополнительная тектонотермальная активизация плиты могла быть вызвана и изменением скорости ее движения по «ухабистому основанию», которым служит кровля астеносферы, ее вязким разогревом в зоне скольжения [Фруадево С., Сурио М., 1977]. Последующее термальное уравнивание могло оказывать влияние на орогению и вулканизм.

В настоящее время не существует однозначного ответа на вопрос о том, чем обусловлено появление крупных областей растяжения и связанного с ними вулканизма на удалении в 2000 км и более от зоны индо-евразийского взаимодействия. Не исключено, что оно вызвано относительным перемещением (в том числе и вращением) отдельных блоков внутри плиты не только за счет перераспределения напряжений, полученных от внешнего источника, но и дополнительно за счет источников, имеющих местную глубинную природу, как, например, в Байкальской рифтовой зоне [Das Sh., Filson J. R., 1975].

Одновременность главных фаз извержений, длительность вулканической активности в одних и тех же районах, отсутствие однонаправленной миграции вулканических центров во времени дают основание относиться критически к гипотезе о том, что внутриплитный континентальный вулканизм вызывается «горячими точками» или горячими струями, имеющими фиксированный источник ниже литосферы [Morgan W. J., 1971]. Представляется, что вулканизм более всего определяется структурой и напряженностью литосферы, которая в одних случаях — в условиях сжатия — может экранировать даже области аномальной мантии, потенциально наиболее подготовленной для генерации магмы (например, в Тянь-Шане), а в других — в условиях растяжения — инициировать выделение тепла и летучих из мантии и таким образом контролировать характер вулканизма. Общая схема распределения вулканизма к северу от индоевразийского столкновения в целом согласуется с данным положением. Роль «спускового крючка» для неоген-четвертичной тектоно-магматической активизации сыграл эффект столкновения Индии с Евразийским материком, определивший в сочетании с термальным состоянием подстилающей мантии план крупномасштабных деформаций и характер вулканизма в Центральной и Восточной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965. 221 с.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 381 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 262 с.
- Берснев И. И., Денисов Е. П. Неогеновые базальтоиды приморья и Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М., Недра, 1971, с. 48—61.
- Бруншвайлер Р. О. Индо-Бирманские хребты. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М., Мир, 1977, с. 340—367.
- Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., Наука, 1976. 197 с.
- Владимиров Б. М., Зорин Ю. А., Одинцов М. М., Хренов П. М. О глубинном положении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 14, с. 877—879.
- Влодавев В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 680—684.
- Гансер А. Гималаи. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., Мир, 1977, с. 326—339.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луня и Северо-Западного Тибета. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 685—708.
- Гапеева Г. М. Щелочные базальтоиды хребта Сихотэ-Алинь. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 272—292.
- Гапеева Г. М. Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М., Недра, 1971.
- Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов). — В кн.: Ассоциация вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М., Наука, 1973, с. 13—46.
- Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1965. 82 с.
- Жилинский Г. Б., Леонов А. В. Вулканизм Северного Тянь-Шаня (описание маршрутов экскурсий). Алма-Ата, Наука, 1966. 31 с.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергена и их лавах. — В кн.: Избранные труды. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 610—656.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 247 с.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 168 с.
- Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов в западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 266—287.
- Кежежинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция. М., Наука, 1979. 312 с.

- Кеппелинская В. В., Лучицкий И. В.** О петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 669—672.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А.** Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиализма. Новосибирск, Наука, 1979. 197 с.
- Лебединский В. И.** Датунская группа четвертичных вулканов КНР.— В кн.: Труды лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 18. М., АН СССР, 1960, с. 90—99.
- Логачев П. А., Флоренцов Н. А.** Байкальская система рифтовых долин.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 19—29.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Казьмин Ю. Б.** Молодая тектоника восточной части Станового хребта.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., Недра, 1967, с. 393—398.
- Медведев М. Е.** Поверхности выравнивания рельефа восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Поверхности выравнивания. Материалы к IX Пленуму геоморфологической комиссии АН СССР. Вып. 3. Иркутск, 1970, с. 105—107.
- Милановский Е. Е.** Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1970, № 2, с. 13—35.
- Мишарина Л. А.** Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., Наука, 1967. 135 с.
- Нагибина М. С.** Кайнозойский вулканизм Монголии.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., Наука, 1977, с. 288—289.
- Основы тектоники Китая.** М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
- Рогожина В. А.** Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 41—47.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М.** Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979. 105 с.
- Савинский К. А.** Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972. 168 с.
- Селиванов Е. И.** Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., Недра, 1972. 293 с.
- Солоненко В. П.** О сейсмическом районировании территории Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2, с. 419—426.
- Степанов П. П., Волхонин В. С.** Современная структура и глубинное строение земной коры в Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 47—63.
- Тихонов В. И.** Разломы Монголии.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М., Наука, 1977, с. 34—41.
- Фруадево С., Сурио М.** Рифтообразование, дробление континентов и термальное строение под тектоническими плитами.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 12—17.
- Чжан Вень-тай.** Молодые вулканы Северной Маньчжурии.— В кн.: Вопросы географии. Физическая география Азии. Сб. 35. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 285—292.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер Л. Е.** Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Chao Tsung-pu.** Petrochemical study of the cenozoic basaltic rocks in Eastern China.— Intern. Geol. Rev., 1960, v. 2, No 3—4, p. 196—217.
- Das Sh., Filson J. R.** On the tectonics of Asia.— Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 28, No 2, p. 241—253.
- Gilluly J.** Plate tectonics and magmatic evolution.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, No 9, p. 2383—2396.
- Matsuda T., Uyeda S.** On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— Tectonophysics, 1971, v. 11, No 1, p. 5—27.
- Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision.— Science, 1975, v. 189, No 4201, p. 419—426.
- Morgan W. J.** Convection plumes in the lower mantle.— Nature, 1971, v. 230, No 5288, p. 42.
- Ogura T.** Volcanoes in Manchuria.— Geol. and Mineral. Resources of the Far East, 1969, v. 2, p. 373—413.
- Pollack H. N., Chapman D. S.** The flow of heat from the Earth's Interior.— Scient. American, 1977, v. 237, No 2, p. 60—78.
- Tapponnier P., Molnar P.** Slip-line fold theory and large-scale continental tectonics.— Nature, 1976, v. 264, No 5584, p. 319—324.

ТЕПЛОВЫЕ АНОМАЛИИ ЗОН АКТИВИЗИРОВАННЫХ РАЗЛОМОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Распределение гидротермальных проявлений и интенсивность выноса глубинного тепла, как установлено многими исследователями [Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., 1968; Гордиенко В. В., 1975; Кутас Р. И., 1978; Лысак С. В., Шерман С. И., 1978; и др.], находятся в прямой зависимости от степени тектонической активности, в частности разбитости геологических структур, а большинство наблюдаемых тепловых аномалий связано с зонами активизированных разломов. Такие разломы, как считают М. С. Арабаджи с соавторами (1972), проявляются в геотермическом поле в виде цепочки локальных или полосовых аномалий. В зонах теплопроводящих разломов темп нарастания глубинных температур значительно повышается по сравнению с сопредельными участками, что связано с увеличением скорости выноса глубинного тепла как за счет изменения теплопроводящих свойств горных пород в нарушенной и трещиноватой зоне, так и за счет усиления конвективного теплопереноса, в частности, подтока термальных вод.

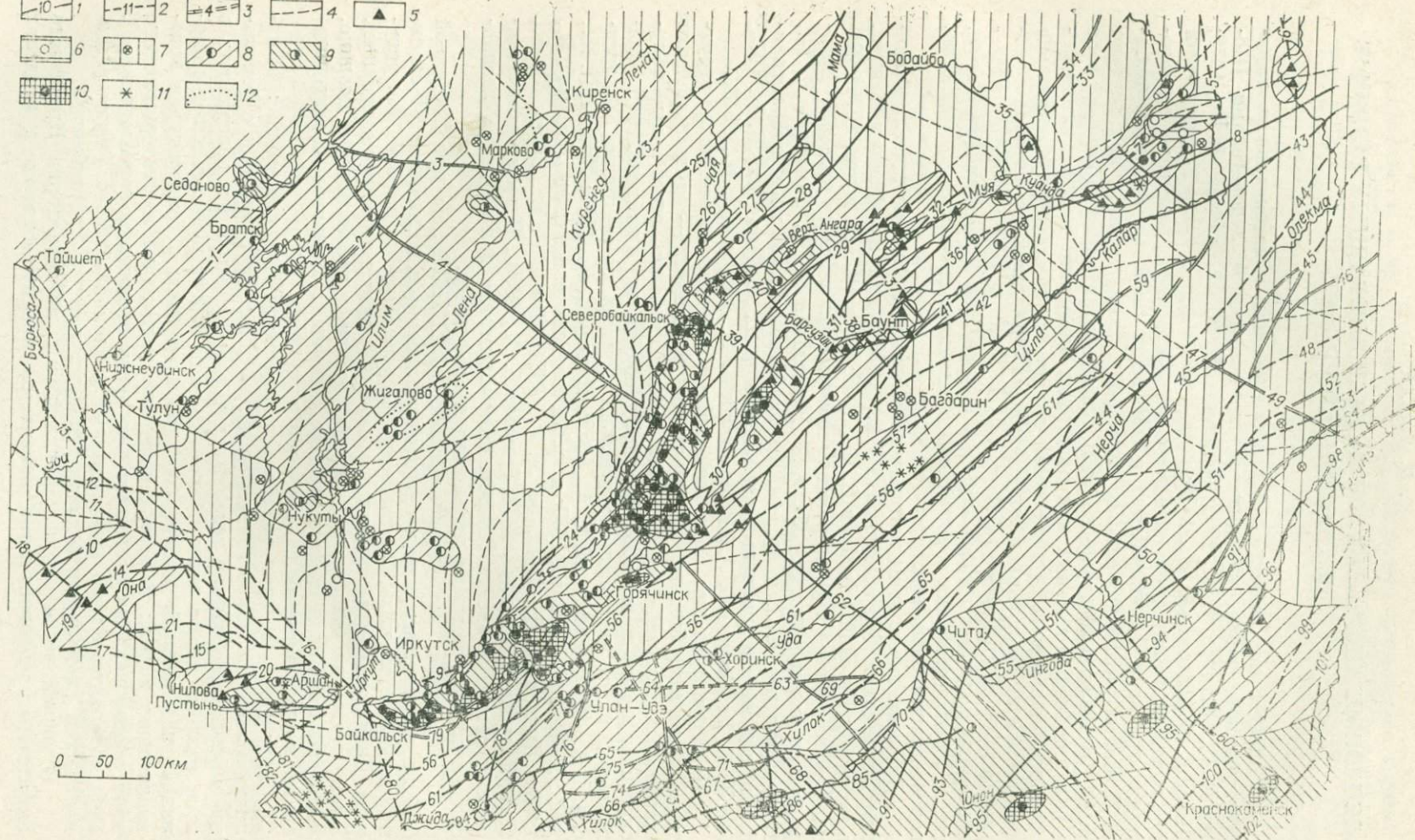
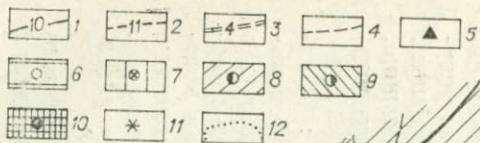
Дизъюнктивные зоны геотермически активны даже на щитах, например Балтийском [Черемешский Г. А., 1970], или на древних плитах, в частности Русской [Ерофеев В. Ф., 1969; Козий В. Н. и др., 1976]. Велика роль разломов в формировании геотермического поля молодых платформ и горно-складчатых областей [Овнатанов С. Т., Тамразян Г. П., 1970; Арабаджи М. С. и др., 1972] и особенно районов новейшей активизации, в частности рифтовых зон [Любимова Е. А., Никитина В. Н. 1974; Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976; Лысак С. В., Шерман С. И., 1978].

На территории юга Восточной Сибири имеются геологические структуры различной степени тектонической активности — от тектонически стабильных областей (юго-западная часть Алданского щита и юг Сибирской платформы) до зоны мезозойской (Забайкалье) и кайнозойской (Байкальский рифт) активизации; детально изучены их тектоника [Флоренсов Н. А., 1960; Савинский К. А., 1972; Шерман С. И., 1977; Хренов П. М., 1972; Хренов П. М. и др., 1977; и др.] и геотермическое поле [Лысак С. В., 1968а; Дучков А. Д., Соколов Л. С., 1974; Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976; Голубев В. А. и др., 1978; Голубев В. А., 1979]. Поэтому рассматриваемый регион является своеобразным полигоном для изучения взаимосвязи теплового потока с дизъюнктивными зонами.

По сведениям сотрудников ВостСибНИИГГиМСа, на юге Восточной Сибири, по геологическим и геофизическим данным, выделяется 216 основных разломов, из них 102 активизированы в кайнозой и мезозой (см. рисунок). Значительная часть этих разломов (60) относится к термоактивным. Кроме этого, на отдельных участках, особенно в Байкальской впадине, выявлены локальные геотермические аномалии, связанные с тектоническими нарушениями более высоких порядков.

Критерии отнесения разломов к термоактивным следующие: 1) наличие в зонах разломов аномально повышенных (по сравнению с фоновыми значениями) величин тепловых потоков; 2) выход на поверхность в зоне разлома термальных источников или подтоков подземных вод с аномально повышенной температурой (по сравнению с температурой вмещающих пород); 3) резкое изменение регионального геотермического поля в зоне разлома (выделены как предположительно термоактивные). Общая характеристика термоактивных разломов дается с учетом региональных и аномальных величин тепловых потоков (см. таблицу).

В южной части Сибирской платформы, на территории Иркутского амфитеатра, тепловой поток изменяется преимущественно в пределах



от 20 до 60 мВт/м², в среднем составляя 45 ± 11 мВт/м². Пониженные значения потока (менее 20 мВт/м²) характерны для Прибайкальского и Присалянского прогибов, повышенные (более 40 мВт/м²) — для таких антиклинальных структур, как Жигаловский и Братский валы, Усть-Кутский свод, Нукутское и Марковское поднятия, а также участки проявления траппового вулканизма в районе Тайшета, Нижнеудинска, Братска.

В центральной части Иркутского амфитеатра тепловой поток изменяется от 40 до 60 мВт/м². Именно здесь расположены протяженные активизированные разломы (см. рисунок), по которым в пермо-триасе происходило внедрение траппов.

В геотермическом отношении наиболее ярко проявляется Ангаро-Вилуйский разлом, в зоне которого величины тепловых потоков изменяются от 42—48 (Тулун) до 51—57 мВт/м² (Братск, Нижнеудинск, Тайшет) и даже до 62,5 мВт/м² (Седаново). Вблизи активных сегментов этого разлома существуют наиболее благоприятные условия для повышенного выноса глубинного тепла и подтока термальных вод. Температура хлоридных натриевых и кальциевых рассолов на этих участках на глубине около 3 км достигает 54—67° (Нижнеудинская скв. 1) и даже 77° (Тайшетская скв. 1).

На других участках центрального поля амфитеатра раздробленность осадочного чехла более низкая, подземные воды менее подвижны и их температура соответствует температуре водовмещающих пород, хотя и здесь в зонах активизированных разломов тепловые потоки достигают 54 (Тангуйский разлом, Южная скв. 127) — 55 мВт/м² (пересечение Тангуйского и Тубинского разломов, Касьяновская скв. 2).

Гидрогеотермическая аномалия существует и в районе Жигаловского вала. Величины тепловых потоков достигают 50—58 мВт/м², а температура рассолов в нарушенной сводовой части вала в районе Балыхты в 2 раза выше (40,7°С), чем температура водовмещающих пород (24,7°С). Поэтому можно полагать, что активизация Жигаловского разлома происходила по крайней мере в мезозое.

Аналогичное явление характерно для района Усть-Кута и Нукутов, где выявлены еще более значительные тепловые аномалии, и величины тепловых потоков достигают 68—71 мВт/м². Здесь обнаружен и подток подземных вод с аномально повышенной температурой: в Нукутской скв. 1 до 33°С (водовмещающие породы имели температуру 21,7°С), а в Усть-Кутской скв. 1 — до 40—55°С (при фоновой температуре водовмещающих пород 8—12°). Косвенным доказательством дополнительного подтока термальных вод из более глубоких горизонтов служит снижение минерализации хлоридных натриевых рассолов, распространенных здесь

Схема размещения основных активизированных разломов и гидрогеотермальных проявлений на юге Восточной Сибири.

Составила С. В. Лысак с использованием данных ВостСибНИИГГМСА (1979) по кинематическим параметрам зон основных разломов и материалов ИЗК СО АН СССР по геотермии и термальным водам (1965—1979).

Проявления основных разломов в геотермическом поле. 1 — термоактивные (преимущественно кайнозойской активизации); 2—4 — заметная геотермическая активность не установлена в зонах разломов, имеющих возраст активизации: 2 — кайнозойский, 3 — мезозойский, 4 — домезозойский. Общая характеристика гидрогеотермического поля. 5 — термальные источники; 6—10 — пункты определения теплового потока и региональная характеристика теплового поля (величины тепловых потоков даны в мВт/м²): 6 — менее 20, 7 — 20—40, 8 — 40—60, 9 — 60—80, 10 — более 80; 11 — потухшие кайнозойские вулканы; 12 — зоны локальных геотермических аномалий, приуроченные к разломам более мелких порядков, чем выделенные на схеме.

Номера и названия термоактивных разломов приведены в таблице. Номера и названия активизированных разломов, не вошедших в таблицу (их роль в геотермическом поле пока не установлена) (цифры на рисунке): 2 — Тангуйский, 3 — Тубинский, 4 — Илимский, 5 — Токкинский, 9 — Ангарский, 11 — Главный Саянский, 12 — Восточно-Саянский, 13 — Бирюсинский, 15 — Китойский, 16 — Савинский, 17 — Акхемский, 21 — Яматинский, 23 — Прибайкальский, 26 — Абчадский, 33 — Севский, 34 — Жуинский, 42 — Прибамбуйский, 45 — Олекминский, 46 — Тунгирский, 47 — Нылгинский, 48 — Урюмский, 49 — Алгаканский, 52 — Средневитимский, 53 — Ундургинский, 54 — Шилкинский, 59 — Олондийский, 63 — Витимо-Ульдургинский, 64 — Иволгино-Иргельевский, 69 — Арейский, 71 — Оленгуй-Катангарский, 74 — Южно-Заганский, 75 — Северо-Заганский, 76 — Селенгино-Чикойский, 77 — Гусинозерский, 79 — Удинский, 92 — Любавинский, 94 — Боршовочный, 97 — Турово-Шилкинский, 98 — Мошегинский, 99 — Урулюнгуй-Уревский, 100 — Урулюнгуй-Борзинский, 101 — Аргунский.

Тепловой поток в зонах основных активизированных

№ п/п	№ на рисунке	Название термоактивного разлома	Порядок разлома	Возраст активизации разлома		Кинематический тип разлома
				Возраст магматизма в зоне разлома		
1	2	3	4	5		6
1	1	Ангари-Виллоиский	II	Мезозой		Сброс
2	6	Темулякитский	II	Палеозой		»
3	7	Ингамакитский	II	Кайнозой		Взбросо-сдвиг
4	8	Южно-Якутский (Эйнахский)	II	Протерозой		Взбросо-надвиг
5	10	Холбинский **	II	Кайнозой		Взбросо-сдвиг
6	14	Момболокский	II	Палеозой		»
7	18	Центрально-Саянский	II	То же		Сдвиг
8	19	Бусингольский	I	Кайнозой		Сдвиг
9	20	Тункинский	II	Кайнозой		Сброс
10	22	Цаганульский	II	Кайнозой		Взбросо-сдвиг
11	24	Приморский	II	Палеозой		Сброс
12	25	Левоминьский	II	Кайнозой		Взбросо-сдвиг
13	27	Мамский	II	Протерозой		Сброс
14	28	Байкало-Жуинский	II	То же		Сбросо-сдвиг
15	29	Северо-Муйский	II	»		»
16	30	Баргузинский	II	Кайнозой		Сброс
17	31	Верхне-Гаргинский	II	Палеозой		Сбросо-сдвиг
18	32	Муяканский	II	»		Сбросо-сдвиг
19	35	Сюльбанский	II	Кайнозой		Взброс
20	36	Аку-Мудириканский	II	Протерозой		Сбросо-сдвиг
21	37	Уакитский	II	»		Сброс
22	38	Точерский	II	Кайнозой		»
23	39	Фролихинский	II	Мезозой		»
24	40	Светлинский	II	Кайнозой		»
25	41	Ципиканский	III	Палеозой		»
26	43	Становой	I	То же		»
				Кайнозой		Система сбросов

разломов юга Восточной Сибири *

Тепловой поток в зоне разлома, мВт/м ²		Наличие термальных источников	Ориентировочная скорость выноса глубинного тепла в зоне разлома, м ³ С/Вт	
Предполагаемый фоновый	Предполагаемый аномальный		Фоновая	аномальная
Фактически измеренный		9	10	11
7	8			
40—60	>60		0,25	0,37
42; 48; 51; 53; 57	62	Олекминский, Тунгурчаканский	0,50	1,20
20—40	>60			
40—60	>60—80	Плотинный, Травертиновый, Сынныйский, Пурелогский	0,33	1,35
55	68; 76			
20—40	>40—60	Чойганский		
>40	>60	Холон-Угунский, Орто-Гольский		
>40	>60	Чойганский, Орто-Гольский, Хойтогольский		
>40	>60			
20—40	>40—60	Саган-Сайрский, Шумакский	0,36	0,38
31	76; 146			
40—60	>60	Енгорбойский		
20—40	>40—60	Котельниковский	0,37	0,88
29	53; 54; 134			
20—40	>40			
20—40	>40		0,36	0,38
32; 38	42		0,37	0,88
20—40	>40			
19; 30	51			
20—40	>60—80	Туриканский, Итыгитский	0,50	>1,0
	89			
40—60	>60—80	Умхейский, Кучигерский, Аллинский	0,42	>1,0
54; 55	82; 108			
20—40	>40	Амнундинский, Сеюйский, Гаргинский		
20—40	>40—80	Толмачевский, Муяканский, Окусиканский	0,45	>1,0
16	142			
20—40	>40	Челолекский		
20—40	>40	Бусанский, Точинский		
20—40	>40	Уакитский, Бусанский		
20—40	>40	Баунтовский		
20—40	>40			
20—40	>40—60	Фролихинский	<1,0	1,25
	58; 68; 280			
20—40	>40—60	Дзелиндинский, Иркинский		
20—40	>40	Шуридинский		
20—40	>40			

1	2	3	4	5	6
27	44	Нерча-Олекминский	II	Кайнозой	Сбросо-сдвиг
				Мезозой	
28	50	Нерзаводско-Сретенский	II	Мезозой	»
				Мезозой	
29	54	Бушелей-Могочинский	II	То же	»
30	55	Ингодино-Шилкинский	I	»	Взбросо-сдвиг
31	56	Джида-Витимский	I	Кайнозой	Сбросо-сдвиг
				Кайнозой	
32	57	Курбинский	II	То же	Сдвиго-сброс
33	58	Олдынский	II	»	»
34	60	Балей-Дарасунский	II	Мезозой	Сдвиго-сброс
				Мезозой	
35	61	Удино-Витимский	II	Кайнозой	»
				Кайнозой	
36	62	Баргузино-Ингодинский	II	Мезозой	»
				Мезозой	
37	65	Тугнуй-Ковдинский	II	Кайнозой	»
				Кайнозой	
38	66	Хилокский	II	Кайнозой	»
				Мезозой	
39	67	Иргеньский	III	То же	»
40	68	Каренгский	II	Мезозой	Сбросо-сдвиг
41	70	Яблоновский	III	»	Надвиг
42	72	Удино-Киркунский	II	»	Сдвиго-сброс
43	73	Удино-Мензеньский	II	Мезозой	»
				Мезозой	
44	78	Удунгинский	II	Кайнозой	Сбросо-сдвиг
				Кайнозой	
45	80	Джида-Южно-Байкальский	II	То же	»
46	81	Тотхолтинский	II	Кайнозой	Сдвиго-сброс
				Мезозой	
47	82	Джидинский	II	Кайнозой	»
				Кайнозой	
48	83	Уленгойский	III	Мезозой	Надвиг
49	84	Джида-Боргойский	I	»	Взбросо-надвиг
50	85	Чикой-Ингодинский	I	Кайнозой	Сдвиго-сброс
				Мезозой	
51	86	Куналейский	II	То же	»
52	87	Балягинский	II	Мезозой	»
				Мезозой	
53	88	Чикоконский	II	Кайнозой	»
				Мезозой	
54	89	Даурский	II	То же	»
55	90	Хавергуно-Буроянский	II	»	Взбросо-надвиг
56	91	Оленгуй-Былыринский	II	»	Сдвиго-сброс

7	8	9	10	11
20—40	>40			
40—60			0,43	
48				
20—40	$\frac{>40}{46}$		0,48	
40—60	$\frac{>60}{63}$		0,48	
20—40	$\frac{>40-60}{28}$		0,33	0,40
28	65; 72			
20—40	$\frac{>40}{47}$		0,35	0,40
25; 28				
20—40	>40			
40—60	$\frac{>60-80}{54}$		0,40	0,48
54	88			
20—40	>40		0,34	0,53
31; 34	$\frac{40; 45; 55; 58}{>40-60}$			
20—40	$\frac{>40-60}{55; 70}$		0,37	
40—60	>60		0,41—	
43; 48			—0,52	
20—40	$\frac{>40-60}{28}$			0,57
28	62			
40—60	>60			
40—60	>60			
40—60	$\frac{>60}{60}$			0,48
60—80	>80	Эсутаийский, Верхне-Ингодинский		
40—60	$\frac{>60}{48}$		0,41	0,46
48	61			
40—60	$\frac{>60-80}{51; 58}$		0,35	0,62
51; 58	$\frac{67; 80; 162}{>40}$			
20—40	>40			
20—40	>40			
20—40	$\frac{>40-60}{61; 80}$	Нилова Пустынь		
40—60	$\frac{>60}{66; 67}$			
20—40	$\frac{>40-60}{35}$		0,35	0,45
35	53; 68			
60—80	$\frac{>80}{82}$		0,40	
40—60	>60	Куналейский		
40—60	>60	Верхне-Ингодинский		
40—60	>60	Куналейский, Эсутаийский		
40—60	>60	Хохряковский, Семиозерский		
40—60	>60—80	Улурийский, Кыринский, Талачинский		
40—60	>60—80	Былыринский		

1	2	3	4	5	6
57	93	Оно-Туринский	II	Мезозой	Сбросо-сдвиг
58	95	Онон-Борзинский	II	Кайнозой Мезозой	Сбросо-надвиг
59	96	Газимурский	II	То же	Сдвига-сброс
60	102	Пограничный	II	Кайнозой	Сброс

* Названия и кинематические параметры разломов приведены по данным
** Подчеркнуты предполагаемые термоактивные разломы.

повсеместно, в 1,5—2 раза по сравнению с окружающими районами [Лысак С. В., 1968а; Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976].

На северо-востоке Иркутского амфитеатра геотермические аномалии приурочены к сводовым частям Ярактинского и Марковского поднятий. Для последнего характерна интенсивная трещиноватость карбонатных пород и сокращенная мощность галогенных осадков (до 300 м и менее по сравнению с крыльями поднятий, где она в 2—3 раза больше). По-видимому, на этих участках существуют проводящие каналы (активизированные разломы?), по которым возможна разгрузка глубоководящих подземных рассолов [Пиннекер Е. В., 1966]. При вскрытии скважинами таких каналов происходил периодический самоизлив подземных вод, температура которых уже на глубине 150—300 м достигала 30—40°C, хотя во вмещающих породах на этой глубине она не превышала 10—15°C [Дзюба А. А., 1971].

Таким образом, несмотря на тектоническую стабильность юга Сибирской платформы и сравнительно низкий региональный тепловой поток, и в этом районе геотермические аномалии приурочены преимущественно к зонам активизированных разломов.

Центральную часть рассматриваемого региона занимает область кайнозойской активизации, относящаяся в основном к Байкальской рифтовой зоне. Геотермическое поле здесь крайне неоднородно: низкие величины тепловых потоков (45 ± 24 мВт/м²) связаны преимущественно с горными хребтами, повышенные (74 ± 30 мВт/м²) — с рифтовыми впадинами, внутри которых, в свою очередь, распределение теплового потока в значительной степени объясняется деталями их дизъюнктивной тектоники.

Самые низкие величины потоков (менее 40 — 20 мВт/м²) характерны для Удоканского и Кодарского хребтов, где мощность многолетнемерзлых пород более 1 км. Однако и в этих районах имеются аномальные участки, на которых тепловой поток увеличивается до 60 мВт/м² и более. Это зоны Ингамакитского, Южно-Якутского, Сьюльбанского и Темулякитского разломов (см. рисунок), в которых выявлены как повышенные локальные геотермические аномалии (Нижне-Ингамакитская впадина, Наминга), так и многочисленные термальные источники, температура воды которых достигает 37 (Челолекский) — 48° (Олекминский), и интрузии кайнозойских базальтов, в поле развития которых имеются углекислые источники с температурой воды 16—32° (Сынийский, Эймнахский и др.).

Можно полагать, что пониженные величины тепловых потоков при- сущи и таким горным хребтам, как Баргузинский, Икатский, Хамар-Дабанский, Восточно-Саянский и др. Геотермические измерения здесь очень редки, но зато сравнительно детально изучены зоны активизированных разломов и связанные с ними выходы современных гидротерм [Минераль-

7	8	9	10	11
40—60	$\frac{\geq 60}{61}$			0,46
60—80	$\frac{\geq 80}{80, 86}$		0,37	0,40
40—60	$\frac{\geq 60}{88}$	Актагучинский, Газимур-ский		
60—80	$\frac{\geq 60-80}{88}$	Акатуйский		0,40

ВоенСибНИИГГиМС, 1979 г.

ные воды..., 1961, 1962; Лысак С. В., 1968а; Ломоносов И. С., 1974]. В таких зонах, особенно если они ограничивают рифтовые впадины, имеются многочисленные локальные геотермические аномалии. Так, геотермические исследования, проведенные в скважинах, расположенных в зоне Баргузинского сброса и пройденных в кристаллических породах верхнего протерозоя, показали, что нарастание глубинных температур на этом участке идет со скоростью свыше 25—55°C/км, а величины тепловых потоков достигают 55—134 мВт/м². Самыми термоактивными являются юго-западная и северная части Баргузинского разлома, к которым приурочены многочисленные термальные источники (см. рисунок). Гидрогеотермические аномалии существуют и на других участках Баргузинского хребта — в зоне Фролихинского, Светлинского и других разломов, а повышенной термоактивностью обладают склоновые части хребта, обращенные к Байкальской, Баргузинской и Верхне-Ангарской рифтовым впадинам. Повышенные величины тепловых потоков характерны и для горных перемычек между этими впадинами, пронизанных многочисленными мелкими разломами с термопроводящими зонами (см. рисунок). В зоне активизированного разлома, проходящего в районе Кичеры и Верхней Ангары (Верхне-Ангарский хребет), имеется несколько источников с температурой воды 28—45° (Корикейские, Верхняя Заимка и Дзелиндинский); и даже в грунте отмечается повышение температуры (1,8—9,4° на глубине 10 м).

В геотермическом поле северо-восточной части рифтовой зоны заметно выделяются Северо-Муйский и Муяканский разломы и сопряженные с ними более мелкие нарушения. Здесь имеются термальные источники с температурой воды 24—56°. Величины тепловых потоков в припортовых частях Северо-Муйского тоннеля достигают 89—142 мВт/м², а прогнозные температуры в теле тоннеля могут превышать 60° [Лысак С. В. и др., 1979].

Южно-Муйский хребет пересечен Уakitским разломом, в зоне которого вблизи Ципа-Баунтовской впадины расположен самый высокотемпературный источник этого региона — Ципиканский (Уakitский), температура воды в нем достигает 84° [Ломоносов И. С., 1974]. Геотермически активными являются отдельные участки и многих других кайнозойских разломов, пересекающих горные хребты как в самом Байкальском рифте (Верхне-Гаргинский, Аку-Мудирикандский, Ципиканский, Джида-Витимский и др.), так и за его пределами, например, на Саянском своде (Холбинский, Момболокский, Центрально-Саянский и др.).

В рифтовых впадинах, как правило, тепловые потоки выше 40—60 мВт/м², хотя на отдельных участках они уменьшаются в 1,5—2 раза (на северо-западном побережье оз. Байкал, в центральных частях Верхне-Ангарской и Усть-Селенгинской впадин). Резкое возрастание потоков

характерно для наиболее раздробленных участков впадин, особенно в местах пересечения их активизированными разломами и выхода современных гидротерм.

Наиболее детально изучена геотермия впадины оз. Байкал [Голубев В. А., 1978а, б, 1979; Голубев В. А. и др., 1978]. По нашим расчетам, среднее значение теплового потока для этого участка составляет 73 ± 34 мВт/м², однако на территории озера имеются значительные по площади участки дна, в пределах которых величины потоков не превышают 50—60 мВт/м² (см. рисунок). На локальных участках, приуроченных преимущественно к зонам краевых субмеридиональных и сопряженных с ними поперечных разломов, тепловые потоки увеличиваются до 80—100 мВт/м² и более. Вдоль восточного борта впадины тепловая аномалия, по-видимому, тянется непрерывно. У западного борта локальные аномалии зафиксированы в Северо-Байкальской и, частично, в Средне-Байкальской впадинах. Повышенные величины потоков наблюдаются в Южно-Байкальской впадине и в районе Академического хребта.

Максимальные величины тепловых потоков, по всей вероятности, связаны с гидротермальной разгрузкой по зонам разломов, погруженных в озеро и сопряженных с такими дизъюнктивными структурами, как Приморский, Обручевский, Удунгинский, Фролихинский и другие сбросы, в районе которых на берегах Байкала имеются многочисленные источники, а на дне озера вероятны субаквальные выходы терм [Лысак С. В., 1968а]. Основная часть этих источников находится на восточном побережье, и температура воды в них часто превышает 50° (Большереченский — 74°). Субаквальная разгрузка подземных вод подтверждается наличием многочисленных полынней и пропарин, которые из года в год образуются на одном и том же месте в озере, создавая своеобразные «термальные швы» [Сокольников В. М., 1957], а также локальными повышениями температур в придонном слое воды [Голубев В. А., 1978б].

Большой запас тепловой энергии имеется и в самом осадочном чехле Байкальской впадины, мощность которого достигает 3—5 км, а температуры пластово-трещинных вод — 100° и более. В районе дельты р. Селенги, на Истокском поднятии, существует подток термальных вод, поступающих с глубин 2,0—2,5 км. В скважинах, вскрывших зону разлома, температура фонтанирующей воды на устье превышала 45—75°, на глубине 2 км она достигала 85° (скв. 3), а на глубине 2,5 км — 95° (скв. 5).

В зоне активизированного разлома, охватывающей район залива Провал и прилегающие к нему участки, величины тепловых потоков более 80—100 мВт/м², а у берегов озера наблюдаются субаквальные выходы терм и газовых струй [Самсонов В. В., 1963].

На восточном берегу оз. Байкал детально изучено Горячинское месторождение термальных вод, расположенное в зоне активизированного разлома, имеющего субширотное простираение [Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976]. Вблизи выхода основного термального источника отмечается наибольшая трещиноватость и разрушенность кристаллических пород, представленных преимущественно катаклазированными гранитами, амфиболитами и тектоническими брекчиями. Термальные воды, поднимающиеся по зоне разлома, на глубинах 110—150 м от поверхности Земли имеют температуру 45—54°. На устье фонтанирующих скважин непосредственно в зоне разлома она снижается всего лишь на 1—2°. Наличие зон интенсивного дробления и трещиноватости пород способствует растеканию термальных вод и формированию аномально повышенного геотермического поля. По измерениям в нефонтанирующих скважинах средняя скорость нарастания глубинных температур на этом участке превышает 30—50° С/км, а величина кондуктивного теплового потока достигает 80 мВт/м². По всей вероятности, конвективный тепловой поток здесь должен быть в 2—3 раза больше кондуктивного.

В северо-восточной части Селенгино-Итандинской рифтовой впадины находится Питательское месторождение термальных вод. Главной термо-выводящей зоной является сброс северо-восточного простирания, протягивающийся параллельно оз. Байкал и относящийся в Джида-Витимскому разлому (см. рисунок). Западное (опущенное) крыло этого сброса разбито многочисленными поперечными субширотными разломами. Породы здесь интенсивно трещиноваты, перемяты и брекчированы. На этом же участке, по данным термокаротажа скважин, отмечаются наиболее высокие температуры: на глубине 100 м они достигают 30—40°, свыше 200 м — превышают 60—70°. Зато резкое уменьшение глубинных температур (в 3—5 раз) происходит на восточном (приподнятом) крыле сброса.

Термоподводящие тектонические нарушения выделяются на разрезах резким подъемом изотерм, что способствует возрастанию геотермических градиентов (до 25—50°/км) и создает локальные тепловые аномалии даже не в фонтанирующих скважинах.

Во избежание непосредственного влияния термальных вод, прогревающих территорию Питательского месторождения, при определении величин геотермических параметров из расчетов исключалась трещиноватая и обводненная зона, мощность которой нередко достигает 200—400 м. Тем не менее кондуктивный тепловой поток оказался равным 72 мВт/м². Как и на Горячинском месторождении, конвективный тепловой поток здесь должен в значительной степени превышать кондуктивный [Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976].

В Баргузинской впадине, по мере приближения к Баргузинскому сбросу, в породах с одинаковыми тепловыми свойствами (порфировидных гранитах) геотермические градиенты увеличиваются от 23 (скв. 24) до 35°/км (скв. 21), а тепловой поток возрастает от 55 до 82 мВт/м².

В зонах активизированных разломов, обрамляющих впадину с востока и юго-востока, имеются также локальные повышенные геотермические аномалии. Они установлены не только по наличию термальных источников (Гаргинского, Быстринского, Толстихинского и др.), но и по измерениям температур в скважинах. В зоне Верхне-Гаргинского разлома на территории впадины на глубине всего лишь 43 м температура достигает 18° (на расстоянии 1,5 км от термального источника), а в зоне разлома, проходящего в южной части впадины, даже на глубине 30—35 м температура достигает 44—45°.

Локальные тепловые аномалии отмечаются в северной и западной частях Тункинской впадины, где расположены Аршанское и Ниловопустыньское месторождения термальных вод.

Тепловое поле валунно-глыбовой толщи в районе Аршана формируется под заметным отепляющим воздействием углекислых термальных вод, циркулирующих в зонах дробления меридиональных и субмеридиональных разломов, оперяющих Тункинский сброс [Кашина М. А., 1971]. Сгущение изотерм в таких зонах приводит к резкому возрастанию величин геотермических градиентов (до 37—44°/км) по сравнению с фоновыми (14—22°/км) и тепловых потоков (до 76—147 мВт/м² на фоне 30—40 мВт/м²).

Появление тепловой аномалии в Ниловой Пустыни (61—80 мВт/м²) вызвано также интенсивным подтоком глубинного тепла по разлому, имеющему субширотное простирание.

Судя по обилию термальных источников, в Ципа-Баунтовской впадине аномальный тепловой поток должен быть более 60—80 мВт/м², но, к сожалению, геотермические измерения из-за отсутствия скважин здесь, как и в некоторых других рифтовых впадинах (Верхне-Ангарской, Муйской, Чарской) практически не проводились.

Следовательно, в Байкальской рифтовой зоне, как уже отмечалось неоднократно [Лысак С. В., 1968б; Любимова Е. А., 1968; Зорин Ю. А. и др., 1975; Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976], повышенные величины теп-

ловых потоков приурочены преимущественно к рифтовым впадинам, под которыми земная кора заметно утонена и сильно разрушена на отдельных участках, особенно в зонах активизированных разломов. Возможно, что под этими впадинами на уровне базальтового слоя и выше существуют магматические камеры, которые являются дополнительным источником глубинного тепла [Зорин Ю. А., и др., 1975]. Непосредственно на поверхности Земли это тепло поступает с подземными водами по зонам глубоко проникающих разломов.

Южная и юго-восточная части рассматриваемого региона Восточной Сибири относятся к Забайкальской области умеренного горообразования. Средний региональный тепловой поток на этой территории равен 51 ± 16 мВт/м². На Витимском плоскогорье и на Олекмо-Становом поднятии, в районах преимущественно каледонской складчатости и мезозойской активизации, поток уменьшается до 37 ± 11 мВт/м², зато на юге, в районах герцинской складчатости и мезокайнозойской активизации, он увеличивается до 57 ± 14 мВт/м². Причем в отличие от Байкальской рифтовой зоны здесь тепловые потоки в горных хребтах как будто бы выше, чем в межгорных впадинах.

Тепловые аномалии на этой территории приурочены к разломам как кайнозойского, так и мезозойского возрастов (см. таблицу). В основном они связаны с разгрузкой гидротерм в зонах активизированных разломов на Даурском и Удино-Газимурском сводах, реже с аномалиями кондуктивного теплового потока на участках пересечения разломов различных направлений (Тугнуй-Кондинского с Удунгинским или Удино-Мензенским, Чикой-Ингодинского с Удино-Кирдунским, Газимурского с Нерзаводско-Сретенским или Балей-Дарасунским — см. рисунок).

Таким образом, наблюдаемые на юге Восточной Сибири повышенные тепловые потоки, выходы на поверхность термальных источников или аномально высокие температуры пластово-трещинных подземных вод приурочены преимущественно к активизированным разломам, в зонах которых из-за разрушенности пород и увеличения трещиноватости скорость выноса глубинного тепла («проводимость» разлома) увеличивается в 1,5—2 раза и более по сравнению с окружающими участками (см. таблицу). Чаще всего тепловые аномалии связаны с разломами второго и более высоких порядков, а по кинематическому типу из рассмотренных 60 разломов геотермически наиболее активными являются сбросо (взбросо)-сдвиги (14) и сбросы (37).

Определение ореола температурного влияния зон термопроводящих глубинных разломов [Шерман С. И. и др., 1973] показало, что его размеры, максимальные в верхних наиболее разрушенных горизонтах земной коры, определяются глубиной эрозионного среза и новейшими подвижками по разлому. При вертикальном положении плоскости сместителя у разломов, имеющих длину 30—50 км, сопоставимую с мощностью земной коры, аномальные зоны прослеживаются до глубин 3—16 км, а тепловое влияние разлома по горизонтали сказывается на расстоянии 10—20 км и практически прекращается в 40—50 км от разлома. При наклонном положении генерализованной плоскости разлома зоны его температурного влияния асимметричны: они значительно интенсивнее над этой плоскостью, чем под ней.

В активизированных разломах повышенный (по сравнению с фоновым) тепловой поток существует на расстоянии до 5 км от центра разломной зоны, затем он быстро уменьшается и на расстоянии 15—25 км приобретает нормальную фоновую величину, если на него не окажут влияние новые разломы или какие-либо иные факторы [Лысак С. В., Шерман С. И., 1978].

Отличия в геотермической активности разломов различного кинематического (и, следовательно, генетического типа) объясняются особенностями механизма их образования [Шерман С. И., 1977], физическим состоянием горных пород в их зонах и условиями передачи тепла (соот-

ношением конвективной и кондуктивной составляющих теплового потока). В зонах сбросов и сбросо-сдвигов, например, существенную роль играет конвективный тепловой поток. Он несет как минимум в 1,5—2 раза больше тепловой энергии, чем кондуктивный, причем конвекция в этих зонах начинается с относительно больших глубин, что позволяет выводить на поверхность высокотермальные подземные воды (термальные источники в районе Баргузинского, Муяканского, Уакитского, Ципиканского разломов). Наибольшую гидротермальную активность должны иметь разломы, возникающие в пределах базальтового слоя земной коры [Летников Ф. А. и др., 1969], а также узлы пересечения разломов различных направлений [Лысак С. В., Шерман С. И., 1978].

При относительно быстром движении блоков коры под действием силы тяжести вдоль наклонных сбросов почти вся освобождаемая энергия переходит в тепло [Pierce W. H., 1970], и это также сказывается на величинах измеренных тепловых потоков.

В надвигах, взбросах и некоторых сдвигах конвекция начинается с менее глубоких горизонтов и, следовательно, с относительно более низких геотермических уровней, поэтому геотермальная активность здесь существенно меньшая. Иногда надвиги могут вызвать даже значительное понижение температур в верхней части земной коры [Кутас Р. И., 1965]. Вероятно, подобное явление характерно на рассматриваемой территории для зон Ангарского, Тунгирского и Шилкинского надвигов, в пределах которых тепловые потоки не превышают фоновых (см. рисунок).

Тепловые аномалии в зонах разломов формируются потому, что эти зоны служат своеобразными проницаемыми каналами, по которым наиболее интенсивно, особенно с подземными водами, происходит вынос глубинного тепла из глубоких горизонтов земной коры. В тектонически активных областях (Байкальский рифт, область мезокайнозойской активизации в Забайкалье), где энергетическим источником высоких тепловых потоков и гидротерм является тепловая конвекция из аномальной верхней мантии [Зорин Ю. А. и др., 1975; Рогожина В. А., 1977], зоны активизированных разломов зачастую служат дополнительными источниками тепла в земной коре, выступая в роли резервуаров — накопителей тепловой энергии. Они создают локальные аномалии конвективного теплового потока и определяют резкое увеличение кондуктивного потока в зоне температурного влияния дизъюнктивных нарушений. В тектонически стабильных областях (юг Сибирской платформы) разломы лишь перераспределяют региональный кондуктивный тепловой поток, поэтому величины аномалий здесь значительно ниже.

Во всех случаях активные тектонические нарушения должны отражаться при детальном картировании геотермического поля, поэтому геотермический метод следует широко применять для изучения и уточнения разломной тектоники исследуемого района, а выявленные гидрогеотермические аномалии использовать как своеобразный критерий активизации разломных зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Гаврилов В. П., Мильничук В. С. Роль региональных разломов фундамента в формировании геотермического поля молодых платформ. — Сов. геология, 1972, № 10, с. 116—123.
- Голубев В. А. Геотермические исследования на Байкале с использованием кабельного зонда-термометра. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978а, № 3, с. 106—109.
- Голубев В. А. Вертикальные температурные градиенты и статическая устойчивость придонных вод оз. Байкал. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 239, № 6, с. 1309—1312.
- Голубев В. А. Тепловой поток через впадину оз. Байкал. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1333—1336.
- Голубев В. А., Зорин Ю. А., Лысак С. В., Осокина С. В. Новые геотермические исследования на озере Байкал. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, с. 68—84.

- Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев, Наукова думка, 1975. 141 с.
- Дзюба А. А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 199—207.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 279 с.
- Ерофеев В. Ф. О природе тепловых аномалий Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 81—90.
- Зорин Ю. А., Лысак С. В., Голубев В. А. О природе геотермической аномалии в районе оз. Байкал.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, Наука, 1975, с. 66—73.
- Капина М. А. Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 114—117.
- Козий В. Н., Лурье А. И., Осадчий В. Г. Температурные аномалии в приповерхностном слое Земли и их связь с тектоническими нарушениями Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Повышение эффективности разработки и ускорение ввода в промышленное освоение месторождений газа в УССР. Харьков, 1976, с. 130—131.
- Кутас Р. И. Влияние надвиговых структур на тепловое поле в районе Карпат.— Докл. АН УССР, 1965, № 8, с. 1031—1035.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1978. 148 с.
- Летников Ф. А., Кащева Т. В., Минцис А. Ш. О специфике формирования гидротермальных систем в зонах глубинных разломов.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Вып. 4, Иркутск, 1969, с. 22—27.
- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974. 165 с.
- Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., Наука, 1968а. 120 с.
- Лысак С. В. Геотермия Прибайкалья.— Геол. и геофиз., 1968б, № 9, с. 16—21.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермические поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976. 92 с.
- Лысак С. В., Платонов Л. М., Дорофеева Р. П., Левицкий В. Ю. Геотермические исследования в Байкало-Ангаракамском районе трассы БАМ.— В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М., Наука, 1979, с. 207—220.
- Лысак С. В., Шерман С. И. Глубинный тепловой поток и сейсмическая активность Прибайкалья.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, с. 56—68.
- Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 159—166.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н. Анализ сингулярности теплового потока над срединными океаническими хребтами.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 440—443.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР. Т. I, 1961. 346 с.; т. II, 1962, 220 с.
- Овнатанов С. Т., Тамразян Г. П. Теплопроводящие глубокие разломы и особенности термального поля вблизи них (на примере Апшеронского полуострова).— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 421—423.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Наука, 1966. 332 с.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 3—20.
- Рогожина В. А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977, с. 29—49.
- Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972. 168 с.
- Самсонов В. В. Генетическая классификация газопроявлений юго-восточного побережья Байкала.— Геол. и геофиз., 1963, № 7, с. 32—40.
- Сокольников В. М. Причины, обуславливающие образование пропарин («ключей») в ледяном покрове Байкала.— В кн.: Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР, 1957, т. XV, с. 65—94.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Хренов П. М. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М., Наука, 1972, с. 3—39.
- Хренов П. М., Шерман С. И., Александров В. К., Арсентьев В. П., Барышев А. С., Демин А. Н., Мордовская Т. В., Таскин А. П. Южное обрамление Сибирской платформы.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., Наука, 1977, с. 30—42.
- Череменин Г. А. Термические аномалии Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5, с. 1181—1182.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 102 с.

Шерман С. И., Кошелев А. А., Лысак С. В. Температурные аномалии вокруг зон глубинных разломов и метаморфическая зональность. — В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973, с. 134—135.

Pierce W. H. A thermal speedometer for overthrust faults. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, V. 81, No 1, p. 227—231.

В. В. РУЖИЧ

ГЛУБИННАЯ АНИЗОТРОПИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ

В связи с широким развитием работ по проблемам прогноза землетрясений все отчетливее выявляется необходимость получения очень важной геолого-геофизической информации о физических свойствах геологической среды, в которой развиваются сейсмические процессы. Для того чтобы обоснованно судить об особенностях накопления и распределения тектонических напряжений во внутренних горизонтах земной коры, параметрах очагов землетрясений, процессах разрушения и «залечивания», требуется целенаправленное изучение реологических свойств горных масс, их истинных прочностей и ряда других физико-механических свойств. Такая информация может быть получена путем синтеза геологических, геофизических и экспериментальных данных о состоянии пород земной коры на конкретных участках при высоких T и P .

В данной статье будет обсуждена трехслойная реологическая модель земной коры северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, составленная на основе полученных в последние годы геофизических материалов, а также накопленной к этому времени геологической информации.

Дадим краткую геологическую характеристику поверхностного структурного плана территории региона [Соотношение..., 1979, Ружич В. В.]. В пределы рассматриваемой площади входят крупные рифтовые впадины — Муйская и Чарская, а также сопряженные с ними пологий морфоструктуры. В региональном тектоническом плане северо-восточный фланг располагается на стыке Байкальской складчатой области и Алданского щитового выступа Сибирской платформы (рис.1). Одной из ярких особенностей новейшего собственно рифтового периода развития региона, нашедшего отражение и в сейсмичности, является проникновение рифтогенных процессов в пределы древней Сибирской платформы. Последняя имеет весьма существенные отличия от смежной с нею Байкальской складчатой области как в истории и характере тектонического развития, так и в структурных планах приповерхностных и глубоких горизонтов земной коры. Общеизвестно, что области сочленения древних платформ и складчатых зон отличаются очень высокой подвижностью и активностью. Это не исключение для данного высокоподвижного региона, испытавшего многократные этапы тектонических активизаций, включая новейший этап рифтогенеза. Именно с этим, последним, тектоническим этапом исследователи, в частности В. П. Солоненко (1968), видят генетическую связь интенсивных сейсмических процессов в современный период и в недавнем прошлом. Длительная и насыщенная яркими тектоническими событиями история развития региона привела к созданию очень сложного структурного плана, что при интенсивных новейших и современных деформациях земной коры нашло отражение в весьма сложном сочетании различных параметров сейсмичности. На рис. 1 можно видеть простран-

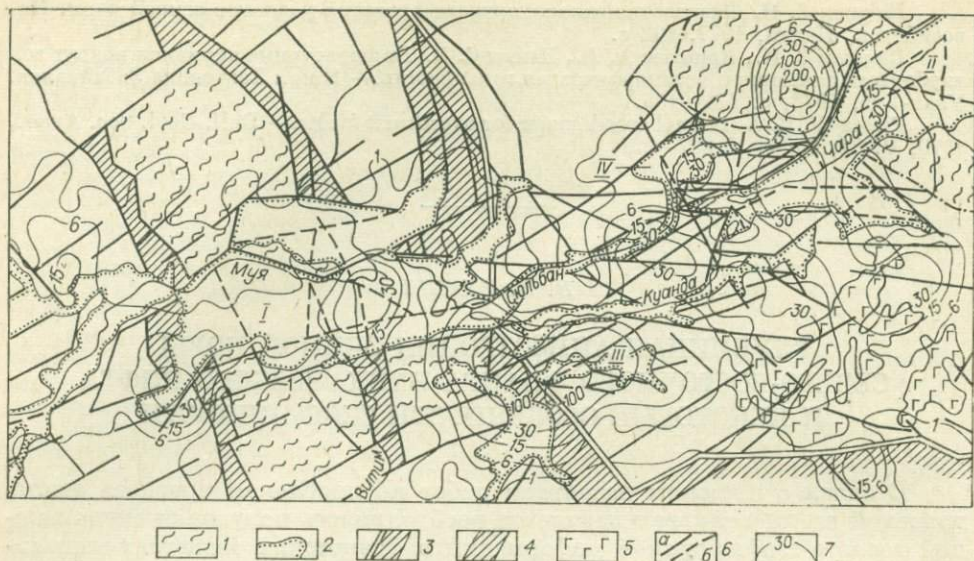


Рис. 1. Основные сейсмоконтролирующие структурные элементы Чаро-Витимского района и распределение в нем плотности эпицентров землетрясений за 1961—1970 гг.: 1 — Муйская и Чарская архейские глыбы; 2 — контуры отрицательных морфоструктур, возникших в рифтовый период активизации; 3 — зона краевого шва; 4 — зоны глубинных разломов докембрийского возраста заложения; 5 — поле неоген-четвертичных платобазальтов; 6 — региональные и локальные разломы (а — установленные при геологическом изучении, б — выявленные геофизическими методами); 7 — изолинии плотности эпицентров землетрясений, оцениваемой количеством эпицентров на площадке размером $0^{\circ}, 15$ по долготе. Впадины: I — Муйско-Куандинская, II — Чарская, III — Намаракитская, IV — Верхне-Сюльбанская.

ственное размещение скоплений эпицентров землетрясений. Обращает на себя внимание резкое изменение характера расположения эпицентральных полей при переходе из складчатой области в платформенную. Подробнее причины этого рассмотрены автором в совместной работе с Л. А. Мишариной и М. Б. Вертлиб [Мишарина Л. А. и др., 1978]. Здесь же отметим, что основной причиной кардинальной смены в характере пространственно-временного распределения сейсмичности послужил совершенно иной структурный план в земной коре Алданского щита. Как можно заметить, на указанном рисунке эпицентральные поля в Алданском щите (восточная часть региона) имеют контуры, удлинённые в северо-западном направлении, не согласующиеся с северо-восточной ориентировкой новейших генеральных морфоструктурных элементов. Нам представляется, что пространственное размещение очагов землетрясений, по крайней мере, в западной части Алданского щита во многом обусловлено глубинными геолого-структурными элементами земной коры, возникшими в дорифтовые периоды развития. Эта особенность отчетливо проявляется в весьма разнообразном сочетании механизмов очагов землетрясений рифтового и нерифтового типов. Изучение имеющихся детальных грави- и магнитометрических данных для района верховьев рек Сюльбан, Куанда, Чара в сопоставлении с геологическими и геолого-геоморфологическими материалами показало значительное несоответствие приповерхностного структурного плана с глубинным. Из этого следует заключение о необходимости целенаправленного исследования строения глубоких горизонтов земной коры, в которых размещаются очаги наиболее мощных землетрясений. Далее мы сконцентрируем внимание именно на вопросе размещения очагов землетрясений различных энергетических классов в разрезе земной коры.

В настоящее время сейсмическая служба не может дать необходимые сведения о положении гипоцентров землетрясений, чтобы с уверенностью выявлять закономерности расположения очагов по глубинам. Но для це-

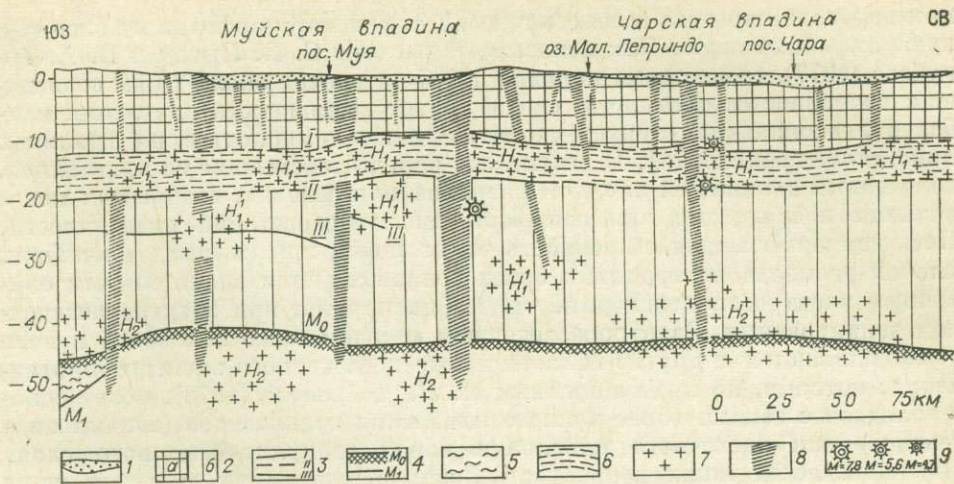


Рис. 2. Схематизированный разрез земной коры Чаро-Муйского региона (составил В. В. Ружич на основе данных ГСЗ и МТЗ).

1 — неоген-четвертичные терригенные отложения в рифтовых впадинах; 2 — надволноводный слой (а), подволноводный (б); 3—4 — границы разделов в литосфере по данным ГСЗ; 3 — в земной коре, 4 — в верхней мантии и ее кровле; 5 — волновод в верхней мантии; 6 — внутрикоровый волновод; 7 — области повышенной электропроводности в земной коре (H_1 и H_1') и в верхней мантии (H_2) по данным МТЗ; 8 — разломы; 9 — положение гипоцентров Муйского и Кодарского землетрясений с различными магнитудами (по данным С. И. Голенецкого).

лей сейсмораионирования важно знать, на каком глубинном уровне зарождаются очаги катастрофических землетрясений для того, чтобы осознанно искать порождающие их причины. При выяснении закономерностей глубинного положения очагов землетрясений недостаток сейсмологических сведений можно попытаться восполнить сведениями из теории макроразрушения, а также результатами лабораторных экспериментов.

Обратимся к рассмотрению геофизических данных о глубинном строении земной коры региона, полученных иркутскими и новосибирскими геофизиками за последние годы исследований. На рис. 2 изображены основные черты строения земной коры, выявленные путем глубинных сейсмических и магнитно-теллурических зондирований [Жрылов С. В. и др., 1979]. Наличие в разрезе коры волноводного слоя, имеющего мощность около 6 км и залегающего на глубине 10—17 км, существенно меняет ее реологические свойства и приводит к необходимости рассмотрения трех-слойной модели.

Выделение корового волновода основывается на снижении скорости прохождения упругих волн, а также электрического сопротивления слагающих его пород. Из теории распространения упругих волн известно, что снижение скорости прохождения продольных и поперечных волн связано с уменьшением в породах модуля сдвига при соответствующем снижении вязкости, т. е. волноводный горизонт обладает повышенной пластичностью и способностью к более быстрой релаксации напряжений. В конечном счете это проявляется в снижении упругих прочностных характеристик пород и их способности накапливать напряжения до высоких значений. Отмеченные свойства волноводного слоя обуславливаются физико-химическими процессами, относительно природы которых в соответствии с представлениями Ф. А. Летникова (1975), Н. Л. Добрецова (1978) и других можно отметить следующее. По термобарическим условиям в интервале глубин залегания волновода ($T = 450-550^\circ\text{C}$, $P = 3-4$ кбар) при наличии достаточного количества флюидов вполне возможно существование начальных стадий плавления по границам зерен (контактное плавление по Ф. А. Летникову (1975)) пород гранитного состава. Достаточное количество свободной воды на данной глубине освобождается

при переходе пород из зеленосланцевой фации метаморфизма в более «сухую» амфиболитовую. Как показывают расчеты С. В. Лысак и В. А. Голубева (1977), геозотерма порядка 500°C на уровне около 15 км совпадает с волноводным слоем, что подтверждает возможность плавления наиболее легкоплавких сверхстехиометрических компонентов на границах кристаллов гранитоидов. В результате породы, состоящие из кристаллов, облученных тончайшей пленкой расплава или флюида, становятся менее вязкими и прочными при соответствующем возрастании пластичности. Повышенная флюидонасыщенность таких пород при наличии тончайших пленок расплава по границам зерен сопровождается значительным снижением электросопротивления, что и фиксируется при электроразведочном зондировании. Электроразведочным методом ниже волновода в коре устанавливаются и другие области также пониженного электросопротивления, которые, по представлениям Н. Л. Добрецова (1978), могут сопоставляться с зонами более полного плавления гранитоидов (зонами анатексиса) или частичного плавления пород гранулит-базитового слоя. Не исключается также вероятность локализации в этих участках коры внедренных мантийных расплавов. Не вдаваясь в петрохимические тонкости процессов, с которыми связываются аномальные изменения электропроводности земной коры, отметим, что в данных участках среда, по всей вероятности, приобретает аномальные реологические свойства, в частности, пониженную упругость при возрастании степени пластичности. Это, несомненно, сказывается на характере накопления концентрации и высвобождения запасенной упругой энергии в земной коре и, следовательно, имеет непосредственное отношение к выявлению закономерностей формирования очагов землетрясений.

Внутрикоровый волноводный слой в Прибайкалье выделен недавно, поэтому широко обсуждается вопрос о его сейсмическом потенциале и роли в вертикальном распределении очагов землетрясений. Ограниченность сейсмологических данных не позволяет однозначно решить его, хотя некоторые новые сведения, полученные М. Б. Вертлиб [Мишарина Л. А. и др., 1978] путем определения глубин очагов способом группирования, приводят к интересным результатам. Сопоставления гистограмм распределения очагов по глубине с данными глубинного сейсмозондирования указывают на тенденцию скопления очагов на определенных глубинных уровнях. Очаги обнаруживают тенденцию к приуроченности к кровле и подошве волноводного слоя в земной коре, т. е. границам изменения физико-химических свойств горных пород. В интервале, примерно соответствующем волноводу, отмечено минимальное количество очагов представительных землетрясений.

Аномальные изменения ряда физических характеристик пород — снижения электропроводности и скорости прохождения упругих волн — на уровне залегания волнового слоя ведут к понижению упругих свойств среды, что было показано при экспериментальных исследованиях Э. И. Пархоменко и А. Т. Бондаренко (1975). На этом основании складывается вывод о значительном снижении прочности пород в волноводе при соответствующем возрастании пластичности. Известно также, что породы, находящиеся в области температур, составляющих $0,45-0,5$ от точки плавления $T_{\text{пл}}$ и давлений около $1,5-3$ кбар, приобретают повышенную пластичность [Волярович М. П. и др., 1979]. Следовательно, во внутренних участках волноводного слоя нет условий для концентрации упругих напряжений до высоких значений, что исключает возможность зарождения в нем очагов энергетически мощных землетрясений. Наиболее высокий энергетический класс землетрясений, способных зарождаться в недрах волновода, скорее всего, будет ограничен значениями $K=10-12$. Что касается слабых толчков, то, судя по работе В. М. Кочеткова и других (1978), в Северомуйском районе около 50% очагов с $K=7-8$ располагаются как раз в интервале глубин волновода $15-22$ км. В этой же работе ав-

торами сделан вывод о возрастании глубин залегания очагов с ростом их энергии. Таким образом, породы в коровом волноводе приобретают повышенную способность к квазипластическому течению. Изложенные представления позволяют рассматривать области повышенной электропроводности в земной коре как среду со сниженным сейсмическим потенциалом.

Можно также предположить, что особые физико-механические свойства проводящего слоя в земной коре, в частности повышенная релаксация пород, способствуют быстрому залечиванию не только возникающих в нем разрывных нарушений, но и тех, которые пронизывают его при распространении из смежных горизонтов коры. Что касается древних глубокопроникающих разломов, то их сохранность в нем в течение миллионов лет маловероятна, за исключением может быть высокоомобильных и, следовательно, часто обновляющихся дизъюнктивных зон. В отличие от внутренней области волновода, на его границах при резкой смене петрофизического состояния пород могут возникать условия, оптимальные для концентрации напряжений. Именно этим можно логично объяснить намечающуюся тенденцию к повышению числа очагов землетрясений вблизи границ волновода.

При рассмотрении физико-химического состояния вещества в волноводном слое земной коры мы намеренно не стали касаться других важных физико-химических преобразований, которые могут сопровождаться значительными изменениями объемов деградированных горных пород, возникновением термоупругих напряжений, различными дополнительными термодинамическими эффектами. Эти очень интересные и важные явления могут быть причиной деформаций в верхнем слое земной коры, но их рассмотрение требует весьма углубленного и сложного анализа, что выходит за рамки данной работы.

Переходя к характеристике надволноводного слоя в земной коре, обратим основное внимание на те реологические свойства пород, которые могут определять его сейсмический потенциал. Мощность надволноводного слоя в рассмотренном регионе составляет около 12 км. Анизотропные и, следовательно, прочностные свойства верхнего слоя определяются следующими факторами. Прежде всего следует отметить гетерогенность раннедокембрийского фундамента по составу и физико-механическим свойствам, объясняющуюся разнообразными магматическими и метаморфическими преобразованиями. При внедрении и кристаллизации глубинных магматических расплавов или формировании их в толще коры при гранитизации, нарушение изотропности среды обуславливается не только петрофизическими неоднородностями интрузий и вмещающих толщ, но также полным залечиванием существовавших нарушений при плавлении. В этих случаях будет происходить гомогенизация пород. Нечто подобное, несомненно, имеет место и при интенсивном метаморфизме пород.

Отмеченные процессы были очень ярко проявлены в пределах рассматриваемого Чаро-Муйского региона, расположенного в высокоомобильной зоне. В новейшее время глубокие горизонты земной коры данного региона продолжают подвергаться действию этих факторов. Повышенный тепловой поток, базальтовый вулканизм, возникновение локальных очагов плавления пород в земной коре и, наконец, образование в ней волноводного слоя — все это последствия эндогенной активизации, проявившиеся при рифтогенезе.

Другим важным фактором, определяющим сейсмический потенциал земной коры, является степень насыщенности ее разрывными нарушениями.

Как известно, в геологической среде распределение напряжений и их разрядка с образованием новых разрывов происходят в соответствии с уже имеющимися дизъюнктивными зонами. В высокоомобильных областях, отличающихся высокой плотностью разрывных нарушений, при интенсивных деформациях распределение напряжений имеет очень разно-

образный и сложный характер. Вместе с этим по мере увеличения плотности разрывов существенно меняются реологические свойства кристаллического субстрата, что находит отражение и в характере сейсмичности. Поэтому есть смысл обратиться к анализу распределения разрывных нарушений во внутренних горизонтах земной коры на основе имеющихся карт разломов среднего масштаба.

Изучение площадного распределения разрывов на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны показало, что во всей гамме разновозрастных нарушений протяженностью от 2 до 100 км намечается их закономерное распределение по классам длин и по количеству. На рис. 3 показана в логарифмическом масштабе связь между количественным соотношением разломов разных длин. Статистическая обработка была сделана на основе крупно- и среднемасштабных специализированных карт разломов с соответствующими радиусами палетки 10 и 35 км. Размер палеток выбран в соответствии с протяженностью очагов землетрясений с $K = 12-14$ и $K = 15-17$. Исходные данные о размерах очагов были взяты по Ю. В. Ризниченко (1976) и Б. М. Козьмину (1978). Формулы связи рассчитаны В. В. Степановой, и при коэффициенте корреляции 0,96 имеют вид: $y = 183x^{-1,7}$ (для крупномасштабной схемы) и $y = 1184x^{-1,6}$ (для среднемасштабной).

Почти одинаковый угол наклона обеих линий регрессий указывает на общий характер линейного распределения разрывов по классам длин. В результате устанавливается, что в пределах изученной территории существует определенное соотношение коротких, средних и протяженных разрывов. Суммарная протяженность разломов с длиной до 20 км для среднемасштабных карт составляет примерно 53%, тогда как общее их количество достигает 77%. Из этого видно, что на долю более протяженных разломов с длиной 20—100 км приходится 23%, а их общая протяженность составляет 47%. Попытки прямого сопоставления значений плотности разрывов с плотностью эпицентров представительных землетрясений не дали однозначных результатов и, по всей вероятности, малоперспективны. Причина этого, видимо, в том, что сейсмический процесс имеет множественную связь с различными геолого-структурными факторами, определяющими реологические свойства земной коры, и реализация этих связей в виде сейсмических явлений очень сложна и многообразна. Тем не менее вряд ли подлежит сомнению общепринятое положение о влиянии разрывных нарушений на прочностные свойства горных пород и, следовательно, на ход сейсмического процесса [Джегер Ч., 1975; Мячкин В. И. и др., 1975; Томашевская И. С., 1975; Соболев Г. А., Шамина О. Г., 1975]. Поэтому в рамках данной работы необходимо оценить насыщенность разрывами различных горизонтов земной коры.

Если исходить из известного положения о том, что протяженные разрывы, как правило, проникают глубже, чем короткие, то, основываясь на установленных соотношениях между длинами и глубиной проникновения разломов [Шерман С. И., 1977; Ружич В. В., 1977; Рикитаке Т., 1979], можно попытаться выяснить, на какую глубину способны проникать разрывы определенной длины.

Известно, что сравнительно короткие, до 15—20 км, разломы имеют глубины проникновения, примерно равные протяженности, т. е. характеризуются соотношением h и l равным 1:1 [Шерман С. И., 1977; Ружич В. В., 1977]. Подобного рода анализ распределения разломов по классам длин для всей территории Байкальской рифтовой зоны, но в более мелком масштабе, был сделан С. И. Шерманом (1977). Обращает на себя внимание высокая сходимость полученных результатов в выявляющейся закономерности количественного распределения разрывов по длинам в земной коре не только для Прибайкалья, но и для других регионов СССР. Такая закономерность устанавливается и экспериментальным путем [Жузнецова К. И., 1969]. Графически обнаруженная особенность весьма

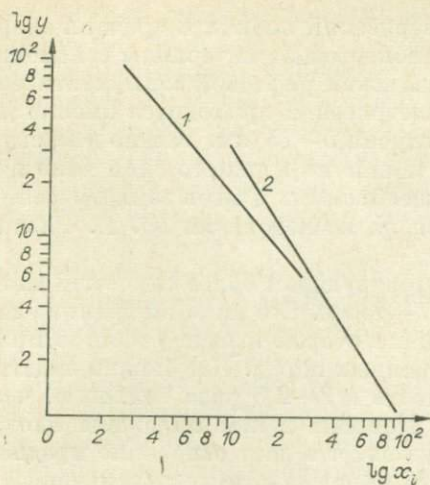


Рис. 3. Соотношение между разломами различной длины (x_i) и их суммарной протяженностью l (Y), %. Цифрами показаны линии регрессии для карт разломов масштаба 200 000 (1) и 5 000 000 (2).

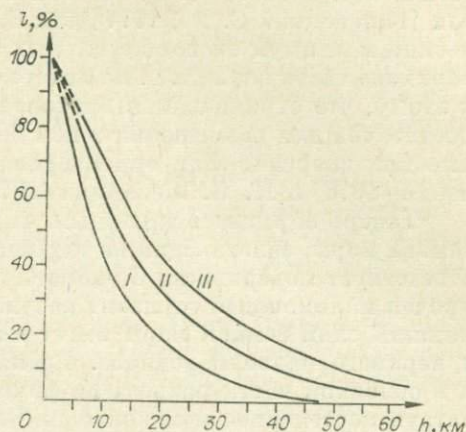


Рис. 4. Количество разрывов длины l , достигающее соответствующих глубин h при различных соотношениях $h:l$ (%). I — $h = 0,5l$; II — $h = 0,75l$; III — $h = 1,0l$.

напоминает характер распределения во времени землетрясений по энергетическим классам, что было подмечено С. И. Шерманом (1977). Такое сходство с графиками повторяемости не вызывает удивления, поскольку установлена связь разломов различной длины с землетрясениями определенных энергетических классов [Гзовский М. В., 1963; Точер Д., 1961; и др.]. Следовательно, разрывообразование и сейсмичность есть итог закономерного упруговязкого поведения земной коры при тектонических деформациях. Исходя из мощности надволноводного слоя земной коры и отмеченного соотношения длин разрывов с глубинами проникновения, нетрудно было установить графически, что подошвы этого слоя способны достигнуть разломы, имеющие протяженность более 10 км (рис. 4). На среднемасштабной карте численность таких нарушений составляет около 70—75%. Значит можно с уверенностью говорить об очень высоком показателе нарушения сплошности верхнего слоя коры. Этот фактор имеет весьма существенное значение как для длительной, так и для условно-мгновенной прочности горных масс в этом слое. Как показывают экспериментальные исследования [Томашевская И. С., 1975; Зубков С. И., Мячкин В. И., 1975; Соболев Г. А., Шамина О. Г., 1975; и др.], в породах, насыщенных большим числом трещин, разрушение происходит при более низких пределах прочности и сопровождается большим числом упругих импульсов, предвещающих основной толчок.

Характеризуя прочностные свойства верхнего горизонта коры, следует упомянуть и о его повышенной флюидонасыщенности, особенно в зонах большой мобильности и разогрева, что как раз имеет место в данном регионе. Процессы дегидратации на уровне волновода в коре приводят к гидратации пород верхнего горизонта за счет поднимающихся флюидов, и это в еще большей степени снижает способность среды к накоплению напряжений. Специфика процессов разрушения среды с повышенной вещественной неоднородностью, плотностью разрывов и флюидонасыщенностью при умеренных температурах (до 300—400°C) и давлениях до 2—3 кбар заключается в том, что в ней невозможны высокие концентрации напряжений при деформациях. В итоге на уровне умеренных значений накопленной в этом слое упругой энергии сейсмическая разрядка напря-

жений будет происходить за счет землетрясений низких и средних энергетических классов ($K \leq 14-15$). Как показывают материалы сейсмологов [Голенецкий С. И., 1977] для Байкальской рифтовой зоны, статистический максимум очагов несильных землетрясений приходится именно на верхнюю часть коры, т. е. на интервал глубин 5—15 км. Можно добавить к этому, что ограниченная волноводом мощность верхнего слоя явно недостаточна для размещения в нем большеобъемных очагов землетрясений высоких энергий, если ориентироваться на исследования Ю. В. Ризниченко (1976) и Н. В. Шебалина (1974).

Теперь обратимся к данным, характеризующим более глубокий слой земной коры, залегающий на глубине 17—45 км. Его нижняя граница соответствует поверхности Мохоровичича, к которой в ряде участков приурочен маломощный горизонт разуплотненных пород. Как можно видеть, нижний слой земной коры имеет мощность в 2—2,5 раза большую, чем у верхнего надволноводного. Граница Конрада в нем выражена плохо и в основной части разреза не фиксируется, что дает основание предполагать постепенное изменение плотности пород и потому рассматривать эту часть коры как единый слой. Судя по скоростному разрезу, для низов коры характерна достаточно высокая петрохимическая гомогенность пород преимущественно габброидного ряда. Но в отдельных участках коры, по данным МТЗ и ГСЗ, обнаруживаются локальные области повышенной электропроводности и заметного снижения скоростей прохождения волн.

Как было отмечено ранее, эти области тяготеют к поверхности Мохоровичича и отражают физическое состояние пород, находящихся, по-видимому, в процессе начального плавления. Их физико-механические свойства, такие как вязкость и прочность, скорее всего, имеют аномальные значения и, по-видимому, снижены в сравнении с вмещающими породами. Кроме того, следует иметь в виду и роль волноводов как источников флюидного потока, поднимающегося в верхние горизонты по ослабленным зонам. Рассматриваемые аномальные области способны влиять на распределение напряжений в низах земной коры, где они имеют локальное распространение, понижая в целом ее прочность. Кроме того, из-за различных петрофизических превращений в них они сами могут быть источником дополнительных напряжений во вмещающей среде. Выделяющаяся в этих областях флюидная фаза, концентрируясь в проводящих, механически ослабленных зонах повышенной проницаемости, также способна снизить предел прочности пород на сдвиг и тем самым провоцировать подвижки в глубокопроникающих разломах, которые соприкасаются с аномальными областями. Не исключено, что этот фактор проявился при Муйском (1957 г.) и Кодарском (1970 г.) землетрясениях, очаги которых располагаются в зонах влияния глубинных, активизированных разломов. Поэтому есть смысл обратить внимание на роль данного фактора как дополнительного критерия сейсмичности. Явными показателями разломов, проводящих флюиды, могут служить повышенный тепловой поток, термальные источники, обогащенность источников летучими компонентами глубинного происхождения.

Наличие в низах земной коры областей повышенного разогрева и частичного плавления способно снизить прочностные характеристики геологической среды и ее общий сейсмологический потенциал. Однако локальное распространение таких областей ограничивает их «ослабляющую» роль в геодинамике нижнего слоя.

Теперь попытаемся получить представление о степени насыщенности нижнего этажа земной коры разрывными нарушениями. Проведенный ранее анализ вероятных соотношений глубин проникновения протяженных разломов [Ружич В. В., 1977] дает повод считать, что до глубин 25—40 км могут проникать разломы с длиной не менее 60—75 км. Количество таких разломов от общего числа всей гаммы разрывных нарушений региона составляет около 10%. Нетрудно видеть, что насыщенность нижнего

слоя земной коры разломами, фиксируемыми на поверхности, примерно в 6—7 раз меньшая, чем для верхнего надволноводного слоя. Следует, однако, иметь в виду возможность возникновения разрывов непосредственно в недрах нижнего слоя, что в какой-то степени увеличивает плотность в нем разрывных дислокаций. Но у нас нет оснований допускать, что численность таких разрывов будет значительна. Поэтому логичнее оценивать дискретность нижнего слоя как весьма умеренную и намного меньшую, нежели в надволноводном слое.

Флюидонасыщенность низов коры, где породы располагаются в обстановке значительных температур (600—1000°C) и всестороннего давления (порядка 5—12 кбар), также невелика, поскольку минералы, содержащие конституционную воду, в этих условиях имеют весьма ограниченное распространение.

При оценке изменения сопротивления пород разрушению с глубиной на фоне возрастания гидростатического давления и температур, соответствующих глубинным горизонтам коры, необходимо учесть конкретные сочетания этих факторов для определенных глубинных уровней. В свете современных экспериментальных исследований физических свойств пород в обстановке высоких температур и давлений [Справочник..., 1969; Мого К., 1975; Физические свойства..., 1978; Воларович М. П. и др., 1979] выясняется, что повышение гидростатического давления ведет к повышению предела их прочности. Возрастание температуры действует противоположным образом, т. е. понижает предел прочности и увеличивает пластичность пород. Поскольку влияние на прочность гидростатического давления по мере его возрастания постепенно снижается, а повышение температур до точки плавления пород снижает их прочность, то наиболее высокие концентрации напряжений могут иметь место при определенных оптимальных сочетаниях P и T .

Применительно к термобарическим условиям глубинных горизонтов земной коры на северо-востоке Байкальского рифта наибольшее сопротивление разрушению будут оказывать породы, залегающие в интервале глубин 18—30 км. На этом уровне отмечаются достаточно высокие всестороннее давление (5—8 кбар) и температура (550—650°C) не менее $0,5 T_{пл}$ для пород основного состава (габбро-амфиболиты, габбро, базальты). В самых нижних горизонтах коры при более высоких значениях геотерм, равных, по расчетам С. В. Лысак и В. А. Голубева (1977), 700—1000°C, следует предполагать значительное возрастание пластических свойств среды. Например, для базальта при увеличении температуры от 250 до 800°C и $P=5$ кбар предел упругости снижается в 4—8 раз [Воларович М. П. и др., 1979]. Вблизи границы Мохоровичича, где возможны температуры порядка 1000—1100°C, близкие к солидусу щелочных оливиновых базальтов и тем более амфиболитов, породы могут достигать состояния квазирасплава (при достаточном P_{H_2O}), что приведет к соответственному снижению упругих свойств. Поэтому вероятность высоких концентраций напряжений в породах вблизи подошвы коры и в верхней мантии практически исключена.

В соответствии с изложенными чисто качественными представлениями можно сделать вывод о том, что оптимальные условия для зарождения очагов наиболее мощных землетрясений при отмеченных значениях P , P_{H_2O} и $T_{пл}$ для данного региона существуют на глубинах от 18 до 30 км. Этому также способствуют сравнительно высокая петрохимическая однородность среды, умеренные флюидонасыщенность и плотность разрывных нарушений. Сказанное следует понимать как предположение о том, что именно в этом интервале глубин тектонические напряжения способны достигать наиболее высоких значений. При их импульсной разрядке квазивязкое разрушение начинается на этом уровне и распространяется на смежные горизонты коры. В процессе быстрого прорастания магистральный разрыв в очаго-

вой области может проникать в верхние горизонты коры через внутрикоровый волновод с выходом на поверхность. Естественно, что облако гипоцентров афтершоков, сопровождающих сейсмическое испаривание, также будет распространяться на всю область, в которой оказалось нарушенным динамическое равновесие.

Как показывают результаты экспериментов, в обстановке высоких давлений и температур [Томашевская И. С., 1975; Моги К., 1975; и др.] образцы с монолитным строением разрушаются при напряжениях, близких к пределу прочности, почти без предваряющих разрывов, путем внезапного образования магистрального разрыва. Возможно, именно этим объясняется отсутствие или редкость форшоков в Прибайкалье, где формирование больших очагов землетрясений начинается в достаточно глубоких горизонтах земной коры. С экспериментальными результатами квазивязкого разрушения монолитных пород при высоких давлениях, соответствующих значительным глубинам, хорошо согласуется возникновение зон «молчания», предваряющих сильные землетрясения в Прибайкалье.

Таким образом, представленная на рассмотрение реологическая модель земной коры применительно к тектонофизическим условиям северовосточного фланга Байкальской рифтовой зоны согласуется с известными сейсмологическими данными. Она позволяет удовлетворительно объяснить причины локализации очагов сильных и слабых землетрясений в вертикальном разрезе земной коры. Разумеется, что при современном состоянии теории подготовки и развития очагов землетрясений предложенная гипотетическая модель обосновывается лишь на качественном уровне. Тем не менее из нее вытекает ряд положений, имеющих отношение к проблемам, связанным с оценкой сейсмической опасности регионов со сходным строением земной коры.

Наличие волноводного слоя в земной коре придает ей определенную специфику по реологическим свойствам. В целом существование этого релаксирующего слоя приводит, по-видимому, к общему снижению прочности коры, что влечет за собой снижение предельных значений сейсмического потенциала. Рассмотренные выше на качественном уровне физико-механические характеристики каждого из трех слоев дают основание подходить к оценке энергетического потенциала каждого из них. Наивысший уровень энергии очагов землетрясений с магнитудами порядка 7,5—8,0 соответствует верхней половине нижнего слоя земной коры, тогда как для внутрикорового волноводного слоя он минимален. Для верхнего надволноводного слоя существующие тектонофизические условия определяют возникновение очагов умеренных и средних энергий при высоких значениях повторяемости сейсмических событий, т. е. наибольшее число землетрясений происходит в верхнем слое, а максимальное количество сейсмической энергии за счет наиболее сильных землетрясений выделяется в нижнем. Примерно такая же ситуация имеет место на Алма-Атинском геофизическом полигоне [Уразаев Б. М. и др., 1976]. В этой связи можно заметить, что в современный период в пределах территории региона разрывообразование происходит на уровне сейсмоактивных горизонтов земной коры. Причем более крупные разрывы формируются на глубинах, соответствующих возникновению мощных очагов землетрясений. Этот вывод совпадает с представлениями В. И. Макарова и Ю. К. Щукина (1979).

Глубокое залегание областей готовящихся энергетически мощных землетрясений определяет поиск соответствующих прогностических признаков их выявления. Следовательно, встает острая необходимость изучения глубинного строения на уровне фокальных зон. Несоответствие структурных планов, глубинного и приповерхностного, может привести к выявлению ложных связей между сейсмичностью и конкретными «сейсмогенерирующими» структурными элементами, выявленными путем геолого-геоморфологических исследований без анализа глубинного строения. Указания на возможность подобных несоответствий для Чаро-Муй-

ского региона, а также для других районов СССР уже были отмечены в ряде работ [Щукин Ю. К., 1977; Мишарина Л. А., и др., 1978; Макаров В. И., Щукин Ю. К., 1979].

Поскольку увеличение объемов горных пород, связанное с дилатацией в стадию, предваряющую землетрясение, не характерно для глубоких горизонтов, что было экспериментально показано М. П. Воляровичем и другими (1979), нам представляется малопригодным использование этого эффекта в качестве прогностического признака для очагов сильных землетрясений применительно к условиям рассматриваемого региона.

Надо отметить, что высокое положение в земной коре геозотермы, составляющей около $0,5 T_{пл}$ для пород определенного состава, приводит к сокращению общей мощности сейсмоактивного слоя, дифференциации и снижению суммарной энергии сейсмического процесса за счет понижения числа землетрясений с магнитудами 7,5—8,0. В таких случаях выделение упругой энергии проявляет тенденцию к возрастанию численности толчков слабых и умеренных энергий. Несомненно, что этому также способствуют другие геологические факторы, среди которых ведущее место принадлежит анизотропным свойствам коры.

При поисках предвестников землетрясений и разработке моделей очагов необходимо также учитывать петрофизические условия, существенно влияющие на характер сейсмического процесса в различных стадиях его развития.

Автор весьма признателен доктору геол.-мин. наук Ф. А. Летникову и кандидату геол.-мин. наук С. В. Лысак за их ценные советы и консультации.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровик Н. С., Мишарина Л. А., Тресков А. А. О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 21—26.
- Волярович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях. М., Наука, 1979. 229 с.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Голецкий С. И. Сейсмичность Прибайкалья — история ее изучения и некоторые итоги.— В кн.: Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М., Наука, 1977, с. 3—42.
- Джегер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М., Мир, 1975. 255 с.
- Добрецов Н. Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса (гранитизации) с глубинными складчатостью и диапиризмом.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 471—487.
- Зубков С. И., Мячкин В. И. О длительной прочности горных масс очаговых зон землетрясений.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., Наука, 1975, с. 57—67.
- Козьмин Б. М. Механизм очагов сильных южноякутских землетрясений.— В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 58—71.
- Кочетков В. М., Дергачев А. А., Боровик Н. С., Данциг Л. Г. Результаты сейсмических исследований в Северо-Муйском районе трассы БАМ.— В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 23—32.
- Крылов С. В. и др. О сейсмической модели верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне.— Геол. и геофиз., 1979, № 4, с. 42—55.
- Кузнецова К. И. Закономерность разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., Наука, 1969. 87 с.
- Летников Ф. А. Особенности формирования гранитоидов в древних метаморфических комплексах.— Геол. и геофиз., 1975, № 4, с. 3—8.
- Лысак С. В., Голубев В. А. Геотермия.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977, с. 120—134.
- Макаров В. И., Щукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов.— Геотектоника. 1979, № 1, с. 96—109.
- Мишарина Л. А., Ружич В. В., Вертлив М. Б. О связи эпицентрального поля и механизма очагов землетрясений Чаро-Витимского района со строением земной коры.— В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 33—50.

- Могн К. Разрывы и течения в горных породах.— В кн.: Верхняя мантия. М., Мир, 1975. 234 с.
- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений.— В кн.: Физика очага землетрясений. М., Наука, 1975, с. 6—29.
- Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Влияние процесса дегидратации на комплекс физических параметров образцов горных пород при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., Наука, 1975, с. 140—150.
- Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент.— В кн.: Исследования по физике землетрясений. М., Наука, 1976, с. 9—28.
- Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М., Наука, 1979. 388 с.
- Ружич В. В. Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 41—48.
- Ружич В. В. Разрывы и их роль в формировании Чарской рифтовой впадины.— В кн.: Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 47—52.
- Соболев Г. А., Шамина О. Г. Современное состояние лабораторных исследований процессов разрушения применительно к физике землетрясений.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., Наука, 1975, с. 68—89.
- Солоненко В. П. Сейсмоструктоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 57—71.
- Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне/Замараев С. М., Васильев Е. П., Мазукабзов А. М. и др. Новосибирск, Наука, 1979. 124 с.
- Справочник физических констант горных пород. М., Мир, 1969. 543 с.
- Томашевская И. С. Изменение различных физических параметров в процессе деформации и разрушения образцов горных пород.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., Наука, 1975, с. 130—139.
- Точер Д. Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности.— В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961, с. 165—173.
- Уразаев Б. М. и др. Результаты прогнозических работ на Алма-Атинском геодезическом полигоне.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Фан, 1976, с. 97—108.
- Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., Наука, 1978. 223 с.
- Черский Н. В., Царев В. П. О новых моделях физико-химических преобразований горных пород в высокоподвижных областях.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1200—1203.
- Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., Наука, 1974. 54 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977, 101 с.
- Щукин Ю. К. Сейсмогенные и фокальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами.— В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 125—133.

Р. М. ЛОБАЦКАЯ

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Континентальные рифтовые зоны Земли, эволюция их развития, внутреннее строение на протяжении последних десятилетий привлекают к себе внимание ученых всего мира. Далеко не последнюю роль в формировании рифтовых зон играют разрывные нарушения. Число работ, посвященных разрывным нарушениям фундамента Байкальской рифтовой зоны, невелико, и разломы изучены пока еще фрагментарно. В то же время детальное изучение их морфологии, кинематических характеристик, степени унаследованности, зависимости между их количественными параметрами, соотношения с рифтогенным полем напряжений могло бы дать ответ на многие пока еще недостаточно решенные вопросы, связанные с формированием рифтовой зоны, с общими закономерностями разрушения земной коры при рифтогенезе.

Исходя из общей морфологии рифтовых впадин, их асимметрии и различной роли разломов в формировании структуры впадин, разломы Байкальской рифтовой зоны можно подразделить на краевые и внутренние.

Краевые разломы — это нарушения, ограничивающие рифтовые впадины, имеющие значительную протяженность (более 60—70 км), длительно живущие, предопределяющие заложение и пространственную ориентировку отдельных рифтовых впадин или их групп; они имеют максимальные вертикальные амплитуды (от 2500 до 5000 м), обрамляя впадины в основном с севера и северо-запада, обуславливают их типичную «байкальскую» асимметрию. К ним относятся такие крупные разрывные структуры, как Обручевский, Тункинский, Баргузинский, Кодарский, Сьюльбанский и другие разломы того же порядка. В кинематическом плане краевые разломы классифицируются главным образом как сбросы, часто имеющие небольшую сдвиговую составляющую [Солоненко В. П. и др., 1968; Шерман С. И., 1967, 1970].

Внутренние разломы, длина которых не превышает 60 км, не проникают ниже подошвы земной коры и, как правило, не контролируют магматических тел. Они развиваются в пределах рифтовых впадин иногда согласно с их простиранием, иногда рассекая их фундамент и расчленяя впадины на более мелкие блоки. Внутренние разрывы Байкальской рифтовой зоны активно развиваются в кайнозой и обычно не сопровождаются более или менее мощными зонами милонитизации и катаклаза, секут практически все жильные и дайковые образования и довольно часто контролируют выходы термальных источников. Жизнь этих разломов отражает характер тектонических процессов, протекающих внутри рифтовой зоны и захватывающих лишь верхние части земной коры данного региона. Внутренние разломы часто определяют детали конфигурации рифтовых впадин и перемычек, локальные движения в их пределах и некоторую специфику сейсмичности.

Эта классификация подчеркивает лишь качественную сторону вопроса о развитии разрывных нарушений. В последние годы все чаще появляются работы, в которых отражены не только качественные, но и количественные аспекты проблемы [Богацкий В. В., Суганов Б. И., 1968; Богацкий В. В. и др., 1976; Гзовский М. В., 1971, 1975; Дизъюнктивная тектоника..., 1970; Джекобс Дж. и др., 1964; Кноринг Л. Д., 1969, Сидоренко А. В., 1967; Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970; Рац М. В., 1962, 1965; Рыбин А. И., 1964, 1971; Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1972; Шерман С. И., 1977; Weber H., 1961; и др.].

Выражение характеристик разломов через численные величины дает возможность устанавливать генеральные закономерности разрывных нарушений, сравнивать параметры разломов с другими численными величинами, отражающими физически связанные с разломами процессы в земной коре, а также сравнивать закономерности развития разломов для районов с различным типом тектонических режимов. В отдельных случаях установление количественных закономерностей позволяет делать совершенно новые выводы относительно строения и развития разрывных нарушений.

Классификация на основе количественных показателей разрывных нарушений может быть проведена после изучения разломов и трещиноватости определенной геотектонической зоны. В данной работе отдельные количественные параметры рассмотрены в основном на примере разрывных нарушений центральной части Байкальской рифтовой зоны. Была предпринята попытка установить количественные соотношения между отдельными параметрами разрывов, в частности, между длиной и глубиной их активного проникновения в земную кору, между длиной и амплитудой горизонтальных перемещений, длиной и оптимальным расстоянием между разрывами, а также между длиной краевых и внутренних разломов и их пространственным положением в структуре рифтовой зоны.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВНУТРЕННИХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Северо-Байкальская впадина, как и большая часть впадин Байкальской рифтовой зоны, характеризуется ярко выраженным асимметричным строением. Асимметрия впадины обусловлена прежде всего неравнозначностью обрамляющих ее разломов. С северо-запада она ограничена краевым глубинным Обручевским разломом. Эта неотектоническая разрывная структура наследует положение зоны разломов древнего заложения, которая, в свою очередь, играла важную роль в тектонической жизни региона на самых разных этапах [Флоренсов Н. А., 1954; Замаараев С. М., 1967; Шерман С. И., 1967, 1970; Хренов П. М. и др., 1969; и др.]. Значительные амплитуды смещений, судя по данным ГСЗ, до 3000 м, и крутые углы наклона сместителей определили крутизну северо-западной части впадины. С юго-востока впадина не примыкает к глубинной разрывной структуре. Здесь главную роль играли пластические деформации фундамента, а разрушение охватывает лишь верхние части земной коры и проявляется в формировании внутренних разломов и тектонической трещиноватости. Эта группа разрывных нарушений сформировалась главным образом в рифтогенный этап и очень чутко реагировала на рифтогенный режим, следовательно, ярче, чем другие разломы, отражает его специфику.

Типичными представителями внутренних разломов данного региона являются разрывные нарушения, развитые в пределах тектонического блока п-ова Святой Нос. Полуостров представляет собой блок земной коры в плане треугольной формы, которая определена обрамляющими его разломами. Многие детали морфологии полуострова также обязаны своим происхождением разрывным нарушениям различных порядков. Детальный структурный анализ разломов северо-восточного побережья Байкала показал, что их главная характерная черта — наличие сдвиговой составляющей наряду с преобладающей сбросовой компонентой. При этом кинематические типы разломов изменяются закономерно, в зависимости от ориентировки того или иного разлома по отношению к оси Байкальской рифтовой зоны. Разломы с правосторонним характером перемещений ориентированы на север или северо-восток ($0-30^\circ$), с левосторонним — на восток-северо-восток или северо-запад ($320-340^\circ$). Ориентировка осей напряжений, восстановленная по анализу кинематических типов разломов, совпадает в целом с ориентировкой осей напряжений в земной коре Северо-Восточного Прибайкалья в кайнозой [Лобацкая Р. М., 1972, 1973].

Наличие сдвиговой составляющей как для краевых, так и для внутренних разломов отмечалось и в других частях рифтовой зоны [Соловченко В. П. и др., 1968; Тектоника..., 1973; Шерман С. И., 1975]. Это явление не исключительное, а закономерное, связанное с геолого-структурными факторами заложения и развития рифтовой зоны. Подновляющиеся разломы и формирующиеся впадины не всегда строго перпендикулярны вектору растяжения, вызванному подкоровыми процессами, вследствие чего между простираниями отдельных частей впадин и рифтовой зоной в целом возникает небольшой угол, определяющий появление сдвиговой составляющей. Конкретное сочетание направлений структур и векторов создает в пределах побережья Байкала различную гамму сбросо-сдвиговых смещений. В общем плане для северо-восточного направления рифтовой зоны отмечаются правые сбросо-сдвиговые смещения, для субширотного — левые [Шерман С. И., 1975]. В деталях, как показано выше, для внутренних разломов картина сложнее. Многие в этом вопросе проясняет анализ тектонической трещиноватости.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И АНАЛИЗ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

В Прибайкалье в целом и в пределах изученного района можно выделить трещиноватость двух разновидностей: 1) трещины, залеченные жилами и дайками небольших размеров преимущественно гранитоидного состава; 2) незалеченные трещины с зиянием от нескольких миллиметров до сантиметров, иногда заполненные несцементированной глиной трения. При статистическом анализе трещиноватости первой разновидности установлено, что наиболее распространенными являются системы трещин восточного, северо-восточного и северо-западного падения. Системы трещин второй разновидности имеют более широкий диапазон азимутов падения; самые развитые из них — системы северо-западного, северного, северо- и юго-восточного падения. Для тектонофизического анализа использованы только те из многочисленных систем каждой разновидности, которые в процессе полевых исследований были определены как сопряженные.

Тектонофизический анализ сопряженных систем залеченных трещин дал возможность восстановить ориентировку полей напряжений, существовавших в момент ее формирования (табл. 1).

Она значительно отличается от ориентировки осей напряжений, восстановленных по анализу сопряженных систем незалеченных трещин скола (табл. 2).¹

Это обстоятельство дает основание предположить, что трещины, залеченные и незалеченные, скорее всего, — одновременные образования. Сопоставление восстановленных ориентировок осей напряжений с полями напряжений, преобладавшими в тот или иной период тектонической активизации региона, позволяет определить относительный возраст их формирования. Проведенный анализ показывает, что системы открытых трещин связаны с этапом рифтогенеза, особенно в тех случаях, когда речь идет о мелких трещинах определенного генетического типа.

Л. А. Мишариной было показано, что в очагах современных байкальских землетрясений преобладают близгоризонтальные растягивающие напряжения, ориентированные преимущественно в северо-западном направ-

Т а б л и ц а 1

Ориентировка осей напряжений, восстановленных по сопряженным системам залеченных трещин скола

№ сопряженных систем трещин скола	Ориентировка трещин скола, град.		Ориентировка осей напряжений, град.					
			σ_1		σ_2		σ_3	
	аз. пад.	угол	аз. пад.	угол	аз. пад.	угол.	аз. пад.	угол.
I	95	60						
II	215	60	108	5	195	30	20	55
I	60	80						
II	215	75	232	78	325	58	114	50
I	35	60						
II	120	80	78	26	226	60	343	22
I	290	45						
II	355	70	328	30	98	43	218	23
I	88	50						
II	40	70	73	37	292	48	180	24
I	35	55						
II	90	50	68	40	228	45	325	7

Ориентировка осей напряжений, восстановленных по сопряженным системам открытых трещин скола

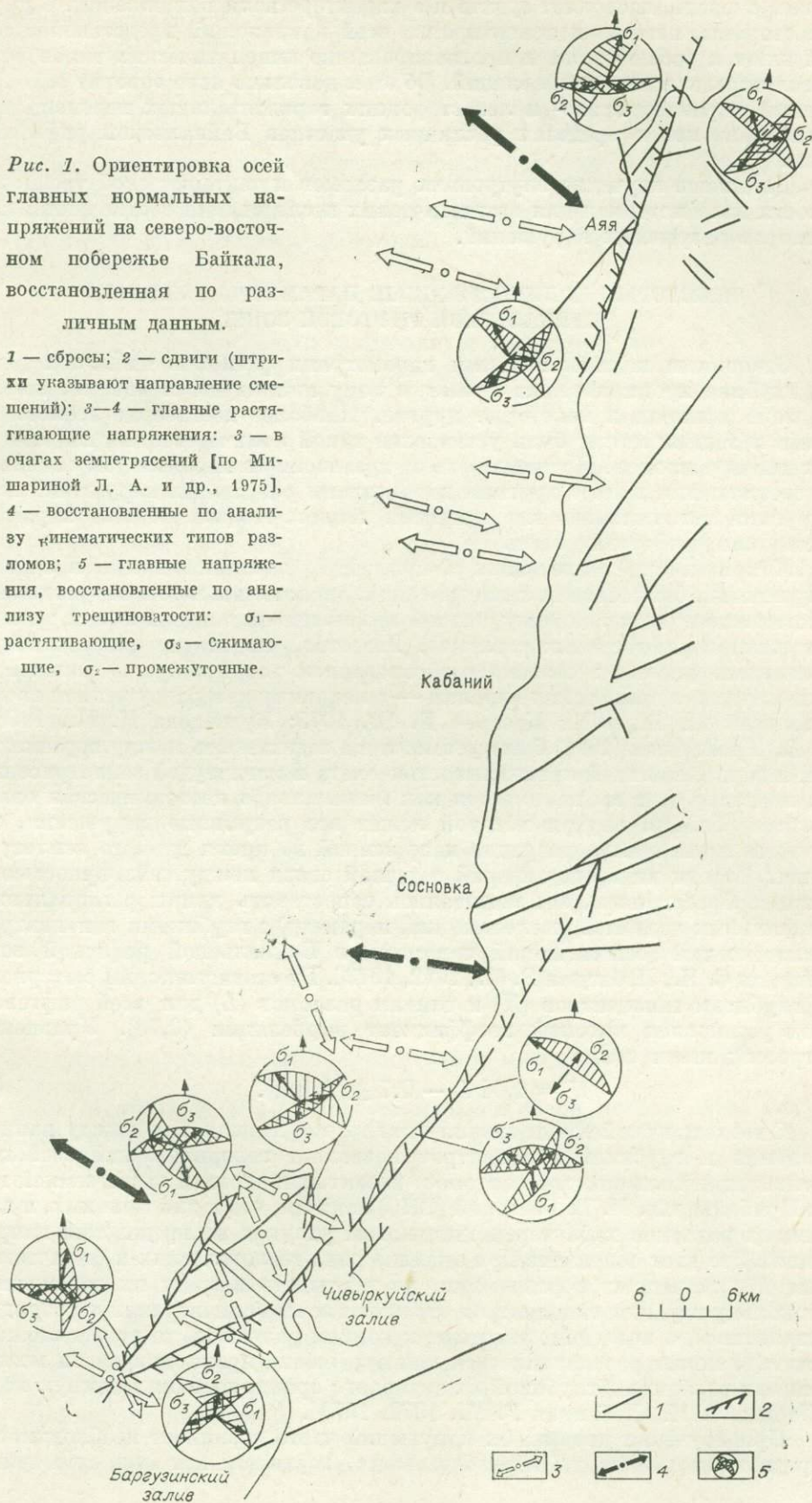
№ сопряженных систем трещин скола	Ориентировка трещин скола, град.		Ориентировка осей напряжений, град.					
	аз. пад.	угол	σ_1		σ_2		σ_3	
			аз. пад.	угол	аз. пад.	угол	аз. пад.	угол
I	280	80						
II	175	70	128	12	33	65	314	28
I	320	70						
II	30	85	5	22	139	67	267	16
I	305	35						
II	170	40	315	3	55	17	331	12
I	10	60						
II	150	50	175	12	265	16	48	76
I	235	30						
II	150	75	175	33	50	30	296	30
I	275	80						
II	165	80	310	0	42	20	224	22
I	25	25						
II	170	55	3	15	270	15	133	66
I	355	70						
II	255	60	346	54	113	55	117	5
I	325	85						
II	165	80	143	14	52	60	243	32
I	355	70						
II	255	65	312	40	110	52	214	7

лении, перпендикулярно основным рифтовым структурам [Мишарина Л. А., 1967; Мишарина Л. А. и др., 1975]. Близкая ориентировка осей напряжений получена нами и при анализе открытой трещиноватости в разных частях северо-западного побережья Байкала (рис. 1).

Вероятно, с тем или иным типом напряжений тесным образом связано формирование не только мелкой трещиноватости, но и более крупных разрывных нарушений. В подавляющем большинстве разломы северо-восточного побережья Байкала классифицируются как правосторонние сбросо-сдвиги или сдвиго-сбросы. Разломы с правосторонним характером перемещений ориентированы на север или север-северо-восток, разломы с левосторонним характером перемещений — на восток-северо-восток или северо-запад. Сочленяясь, разломы той и другой группы создают своеобразные «квадранты растяжения и сжатия» с осью максимального растягивающего напряжения, ориентированной на северо-запад ($310-320^\circ$) в целом согласно основному направлению оси растягивающего напряжения, восстановленного по анализу механизмов очагов современных землетрясений. Таким образом, ориентировка осей напряжений, восстановленная по анализу кинематических типов внутренних разломов, совпадает с ориентировкой осей напряжений в земной коре данного региона в рифтовый этап. При этом разлому определенной ориентировки соответствует и определенный кинематический тип. Тектоническая трещиноватость, с одной стороны, позволяет восстановить создавшее ее поле напряжений и дает возможность определить кинематический тип того или иного разлома, что,

Рис. 1. Ориентировка осей главных нормальных напряжений на северо-восточном побережье Байкала, восстановленная по различным данным.

1 — сбросы; 2 — сдвиги (штрихи указывают направление смещений); 3—4 — главные растягивающие напряжения: 3 — в очагах землетрясений [по Мишариной Л. А. и др., 1975], 4 — восстановленные по анализу кинематических типов разломов; 5 — главные напряжения, восстановленные по анализу трещиноватости: σ_1 — растягивающие, σ_2 — сжимающие, σ_3 — промежуточные.



в свою очередь, позволяет судить и о характере поля напряжений. С другой стороны, известная ориентировка осей напряжений представляет собой ключ к расшифровке и прогнозированию кинематических типов разрывов определенных направлений. Об этом довольно ясно говорит закономерный характер право- и левосторонних горизонтальных перемещений вдоль разломов в пределах различных участков Байкальской рифтовой зоны.

Детальное изучение внутренних разломов и тектонической трещиноватости дало материал для статистических исследований соотношения параметров разрывных нарушений.

НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Основными количественными параметрами разломов являются длина, глубина проникновения в земную кору амплитуды смещений, ширина, зона влияния и некоторые другие. Наиболее достоверно геологическими методами может быть установлен такой количественный параметр, как длина разломов. Принимая его за независимую переменную, оценивали соотношения длин с другими параметрами разрывных нарушений или с другими количественно выраженными геолого-геофизическими характеристиками рифтовой зоны.

Как показано выше, поля напряжений, восстановленные в очагах современных байкальских землетрясений, аналогичны полям напряжений, восстановленным по анализу мелкой незалеченной тектонической трещиноватости и рифтогенных разломов. Известно, что снятие напряжений в локальных участках связано с образованием разрывов, а подавляющее большинство сейсмических явлений — с механическим разрушением среды [Гзовский М. В., 1970; Костров Б. В., 1975; Кузнецова К. И., 1969]. Н. В. Шебалиным (1971) была установлена зависимость между вертикальной и горизонтальной протяженностью очага и магнитудой землетрясений M , при этом очаг им понимается как минимальная изотермическая односвязная область, внутри которой лежат все разрывные нарушения, по которым происходила разрядка напряжений во время данного землетрясения. Исходя из представлений о тесной связи между сейсмичностью и разрывообразованием, мы попытались сопоставить длины региональных и локальных разломов (геологический параметр) с глубинами гипоцентров землетрясений (сейсмический параметр) в Байкальской рифтовой зоне [Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1972, 1973]. На статистическом материале по глубинам гипоцентров (H) и длинам разломов (L) для всей рифтовой зоны установлен высокий коэффициент корреляции (0,73). Уравнение регрессии имеет вид

$$H = 1,04 L - 0,7 \pm \Delta \text{ (км)}. \quad (1)$$

С геологической точки зрения выявленная зависимость между длиной разломов и глубиной гипоцентров позволяет говорить о кайнозойской активизации большинства разломов, развитых в верхней части земной коры Прибайкалья. М. В. Гзовский (1970) показал, что и для молодых, и для древних разломов характерен одинаковый рисунок распределения напряжений. Это дает основание при анализе ряда геологических и физических явлений, связанных с разломами, не учитывать возраст их заложения. Поскольку глубины гипоцентров отражают зоны концентрации и разрядки напряжений, а последние тяготеют к концам разрывов, то установленная связь (1) может рассматриваться как отражение пропорции связи между длинами разломов и глубиной их активного проникновения в земную кору [Шерман С. И., Лобацкая Р. М., 1972, 1973].

При изучении разрывных нарушений часто возникает необходимость определения амплитуды горизонтальных, вертикальных или суммарных

перемещений по разрыву. Попытки такого рода определений с применением методических приемов проводятся как советскими [Рац М. В., 1965; Ружич В. В., 1972; Погребиский М. И., Чернышев С. Н., 1975], так и зарубежными исследователями [Weber H., 1961]. Нами проводилось статистическое изучение амплитуд перемещений вдоль мелких тектонических разрывов (длиной не более первых сотен метров), развитых в докембрийском фундаменте Северо-Байкальской котловины. Для установления зависимости между длиной разрывов и амплитудой смещений вдоль них было использовано 38 коррелируемых пар. Коэффициент корреляции между названными параметрами равен 0,77, а эмпирическая зависимость имеет вид

$$a = 0,022l^{0,69}, \quad (2)$$

где l — длина разрывов, см; a — амплитуда смещений, см.

Сопоставляя уравнение (2) с уравнениями, полученными другими авторами (рис. 2), нетрудно убедиться, что линии регрессии имеют близкий характер, хотя соотношения a/l для мелких и крупных разрывов неоднозначны. М. В. Рац [Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970] отмечает, что соотношение амплитуд смещений и длин увеличивается с ростом длин. Так, для мелких разрывов (< 1 км) отношение амплитуды к длине равно $1/100$, а для крупных разломов (> 1000 км) — $1/10$ и более.

Для изучения разрывных нарушений и характера разрушения того или иного блока земной коры большое значение имеют данные о плотности развития разрывов. Традиционным стало изучение плотности трещин на квадратную единицу. Предпринимаются шаги по внедрению в практику структурных исследований пространственно-статистического анализа разрывных нарушений [Богацкий В. В. и др., 1976]. Эти методы графически хорошо отражают плотность одномасштабных разрывных структур. С. И. Шерманом было показано, что сгущение сети разрывов возможно лишь до определенного предела, ближе которого разломы данной протяженности не могут сгущаться, и разрядка напряжений будет происходить за счет развития более мелких трещин или подвижек по крупным разломам [Шерман С. И., 1977].

Нами проводилось изучение расстояний (d) между мелкими параллельными разрывами (l — первые сотни метров) в архейских породах Северо-Восточного Прибайкалья. При расчете коэффициента корреляции использованы 72 пары исходных данных. Коэффициент корреляции равен 0,88. Характер зависимости между протяженностью разрывов и оптимальным расстоянием между ними имеет следующий вид:

$$d = 0,16l^{0,85}, \quad (3)$$

где l — длина разрывов, см; d — расстояние между параллельными разрывами, см.

С. И. Шерманом (1977) была установлена закономерная связь оптимальных расстояний (M) между разломами длиной (L) 1—200 км, которая описывается уравнением

$$M = kL^c \text{ (км)}, \quad (4)$$

где k и c — коэффициенты пропорциональности, значения которых меняются для регионов с различными тектоническими режимами. Коэффициенты пропорциональности в пределах рифтовой зоны, полученные для мелких и крупных разрывов, отличаются по абсолютным значениям. Так, для разломов $k = 0,4$, $c = 0,95$, а для трещин $k = 0,16$, $c = 0,85$. Сравнивая эти величины, можно предположить, что на более высоких уровнях дробления земной коры рифтовой зоны значение k существенно уменьшается при малом изменении c .

Разрывные нарушения — один из главных структурных элементов, контролирующих развитие впадин, поэтому специфика формирования раз-

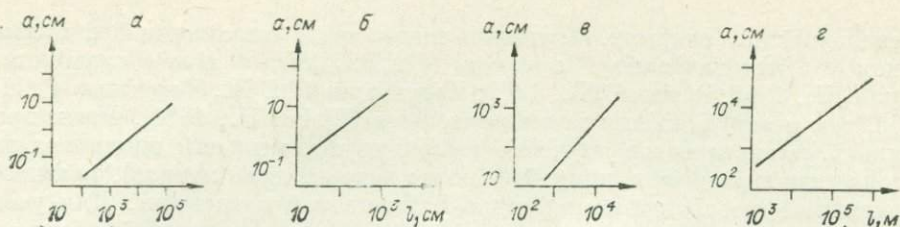


Рис. 2. Зависимость между длиной разрывных нарушений и амплитудой смещений вдоль них.

а — по Р. М. Лобанкой; б — по В. В. Ружичу (1972); в — по Ю. Герве [Herve J. C., Cailleux A., 1962]; з — по М. В. Рацу [Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970].

ломов сказывается и на закономерностях формирования впадин. Нами была установлена эмпирическая зависимость между длиной впадин и их пространственным положением в структуре Байкальской рифтовой зоны. Методика расчетов сводилась к следующему. Исходя из геолого-геофизических данных о строении Байкальской рифтовой зоны, центральная часть Южно-Байкальской котловины, расположенная напротив устья р. Селенги, была принята за условный центр рифтогенеза. Эта часть рифтовой зоны характеризуется наибольшей величиной погружения фундамента, а следовательно, и большей по сравнению с другими впадинами мощностью осадков и присутствием палеогеновых отложений, необнаруженных в пределах других впадин. Измерялось расстояние от условного центра рифтогенеза до середины соответствующей впадины (одной из 12 главных впадин рифтовой зоны: Южно- и Северо-Байкальская, Баргузинская, Ципа-Баунтовская, Верхне-Ангарская, Верхне-Муйская, Нижне-Муйская, Чарская, Токкинская, Тункинская, Хубсугульская, Дархатская). Длина впадин (D) была принята по данным Ю. А. Зорина (1971). Оказалось, что длины крупных впадин обратны их расстоянию от условного центра рифтогенеза (C):

$$C = -0,3D + 3,1 \cdot 10^2 \pm \Delta \text{ (км)}. \quad (5)$$

Впадины рифтовой зоны контролируются соответствующими краевыми разломами. Длина разломов, как правило, несколько превосходит длину впадин, так как разломы часто выходят за пределы впадин, затухая в блоках межвпадинных перемычек, а иногда ограничивают не одну, а несколько впадин. Так, Обручевский разлом объединяет Южно- и Северо-Байкальскую впадины, а его протяженность составляет около 700 км. К юго-западу от него расположен Тункинский разлом, протяженностью около 200 км (протяженность Тункинской впадины 180 км), к северо-востоку Верхне-Ангарскую впадину с севера и юга обрамляют два разлома; протяженность каждого около 130 км (длина впадины 120 км); Муйский разлом объединяет Верхне- и Нижне-Муйскую впадины (общая протяженность их около 260 км), а его протяженность около 270 км. Чарская и Токкинская впадины обрамлены одноименными разломами, протяженность первого из них 150 км (при длине впадины 140 км) и второго около 80 км (при длине впадины 70 км). К востоку от Обручевского разлома расположен Баргузинский длиной около 250 км (при длине впадины 240 км) и Ципинский — более 200 км (при длине впадины 200 км) разломы.

Из приведенных данных видно, что длина краевых разломов уменьшается к флангам, как и длина соответствующих впадин. Наиболее протяженным является Обручевский разлом, расположенный в центральной части рифтовой зоны; минимальной протяженностью характеризуется Токкинский разлом, будучи одновременно и самым удаленным от центра. Примерно равную длину имеют Верхне-Ангарская, Верхне-Муйская, Хубсугульская, Дархатская впадины, расположенные на приблизительно

одинаковом удалении от центральной части рифтовой зоны. Таким образом, затухание линейных размеров обрамляющих впадины разломов по мере приближения к дистальным границам рифтовой зоны может быть, вероятно, описано уравнением

$$L = -kD + n, \quad (6)$$

где L — длина краевых разломов; D — расстояние до «центра» рифтогенеза; k и n — коэффициенты пропорциональности. Зависимости (5) и (6) определяют характер разрастания дистальных границ Байкальской рифтовой зоны.

Несколько иначе ведут себя разрывные нарушения в пределах ее латеральных границ. Об этом говорит зависимость протяженности мелких впадин от их положения по отношению к крупным. Эта зависимость устанавливалась в пределах северо-восточного отрезка рифтовой зоны в области развития Верхне-Ангарской, Ципа-Баунтовской и Нижне-Муйской впадин. Для установления упомянутых количественных соотношений данный участок был разделен на блоки, включающие одну крупную впадину и часть перемычек между двумя соседними с соответствующими мелкими впадинами [Лобацкая Р. М., Намолова М. М., 1979]. Граница между блоками проводилась по генеральным разрывным нарушениям, разделяющим крупные обособленные блоки фундамента. Так, тектоническая граница между Верхне-Ангарской и Нижне-Муйской впадинами проходит по близмеридиональному Конкудеро-Горбылокскому разлому; между Верхне-Ангарской и Ципа-Баунтовской — по зоне Верхне-Муйского разлома, ограничивающего с севера Верхне-Муйскую впадину. Нижне-Муйская группа впадин отделена от Ципа-Баунтовской системой субпараллельных разрывов Тулуя-Кондинского разлома. Измерения производились от географического центра каждой из мелких впадин, попадающих в «зону влияния». Длина мелких впадин определялась по границе выполняющих каждую из них четвертичных отложений.

Коэффициенты корреляции для каждой из групп имеют высокие значения (0,7—0,8), а уравнение регрессии, полученное по обобщенным данным, отражает тенденцию развития мелких впадин, нарастающих крупные:

$$c = 0,3d + 1,0 \pm \Delta \text{ (км)}. \quad (7)$$

Длина разломов, обрамляющих впадины второго порядка, соизмерима с длиной соответствующих впадин, хотя длины разломов, как правило, несколько превосходят длины впадин (табл. 3).

Данные, приведенные в таблице, дают основание говорить об определенной тенденции в развитии мелких разломов по отношению к крупным, которая по аналогии с уравнением (7) может быть описана выражением

$$l = kd + n \pm \Delta, \quad (8)$$

где l — длина мелких разломов, км; d — расстояние от мелкого до соответствующего крупного, км; k и n — коэффициенты пропорциональности (значения k

Т а б л и ц а 3

Соотношение длин локальных разломов с расстоянием их до региональной (генеральной) разрывной структуры

Длина мелких впадин, км	Длина локальных разломов, км	Расстояние до генерального краевого разлома, км	Отношение длины локального разлома к расстоянию до регионального или генерального разлома
15	17,5	45,0	0,39
17	18,5	56,0	0,33
20	42,5	80,0	0,53
23	35,0	85,0	0,41
8	10,0	35,0	0,3
25	50,0	160,0	0,31
25	45,0	75,0	0,6
Средние значения . . .			0,45

для северо-восточного фланга рифтовой зоны колеблются в пределах 0,3—0,6). Зависимости (7) и (8) определяют характер разрастания латеральных границ Байкальской рифтовой зоны.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ РИФТОГЕНЕЗЕ

Обобщая геологические и статистические данные по разломам верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны, обратимся к физической сути закономерностей, описанных выше, и прежде всего к количественным характеристикам отдельных параметров разломов и попытаемся рассмотреть их с точки зрения физических закономерностей разрушения земной коры Байкальской рифтовой зоны. Закономерные соотношения между параметрами разрывов определяются характером как общего поля напряжений и его изменений, так и характером распределения напряжений вокруг плоскости каждого элементарного разрыва. Как было показано на примере анализа кинематических типов разломов и тектонической трещиноватости, поля напряжений, восстановленные в очагах современных байкальских землетрясений, тесно связаны с полями напряжений, восстановленными по рифтогенным разрывным нарушениям. Это позволило установить связь между сейсмическими (глубины гипоцентров) и тектоническими (длины разломов) параметрами.

Известно, что концентрация напряжений в локальных участках приводит к нарушению их сплошности, а высвобождающаяся при этом энергия проявляется на земной поверхности в виде землетрясений [Кузнецова К. И., 1969; Гзовский М. В., 1970; Костров Б. В., 1975]. Это положение подтверждается приуроченностью очагов землетрясений к зонам разломов [Введенская А. В., Балакина Л. М., 1960; и др.], а для Прибайкалья хорошей корреляцией длин разрывов и глубин гипоцентров землетрясений.

Согласно М. В. Гзовскому (1970), формирование элементарного разрыва происходит в несколько стадий. Начинается оно с образования серии мелких разрозненных трещин, которые затем объединяются в одну крупную неровную поверхность разрушения сложной формы с искривлениями и резкими изломами. Разрыв возникает под действием поля напряжений и, в свою очередь, вызывает искажения последнего, которые сопровождаются выделением сейсмической энергии. Зарождение разрывов возможно лишь в областях максимумов напряжений или минимумов прочности деформируемой среды, а уже затем процесс разрушения распространяется в области, менее благоприятные. Как правило, новые максимумы напряжений появляются в промежутках между первоначально возникшими разрывами и возле их окончаний [Гзовский М. В., 1963, 1970].

С другой стороны, сам очаг землетрясения представляет собой разрыв сплошности среды по некоторой плоской площадке. Разрыв происходит под действием упругих напряжений в процессе тектонических деформаций и приводит к частичному снятию этих напряжений на площадке разрыва. Разрушение начинается сначала в некоторой малой области (точке), а затем распространяется от нее со скоростью, не превосходящей скорости распространения упругих волн. Соответствующий очагу землетрясения разрыв является разрывом скольжения, взаимное перемещение берегов разрыва по нормали к его поверхности равно нулю. Размеры очага малы по сравнению с гипоцентральной расстоянием до ближайшей станции, записи которой используются [Костров Б. В., 1975]. Вот основные положения формальной модели очага землетрясения. Б. В. Костровым было показано, что процесс распространения разрыва в очаге происходит следующим образом. Проскальзывание берегов разрыва приводит к снятию начальных напряжений на его площадке и концентрации этих напряжений у края площадки. Таким образом, нетрудно убедиться, что перво-

причина и возникновения разломов, и проявления землетрясений заключается в концентрации напряжений в определенных участках.

Согласно М. В. Гзовскому (1971), вдоль поверхности разрыва возникает зона минимальных, а на его концах — максимальных напряжений. Скопление очагов землетрясений должно быть приурочено к нижним краям разрывов, поскольку именно они являются концентраторами напряжений. При этом возможно образование нескольких разрывов в одном акте землетрясения [Гзовский М. В., 1970; Костров Б. В., 1975]. Следовательно, глубины залегания гипоцентров как бы фиксируют нижнюю границу проникновения разломов в земную кору. Таким образом, уравнение (1) отражает не только связь между сейсмическими и тектоническими параметрами, но и позволяет судить о соотношениях между длиной и глубиной разломов. Исходя из данного уравнения, можно предполагать, что для разрывов Байкальской рифтовой зоны, длина которых не превышает 20—25 км, глубина проникновения соизмерима с их протяженностью или несколько меньше последней.

Уравнение (1) может быть использовано и в других регионах для разломов того же порядка. Возраст и механизм образования разлома не влияет на характер распределения напряжений вокруг его плоскости. Однако для разломов более низких порядков (протяженностью свыше 30 км) отношение H/L будет уменьшаться, так как рост разлома на глубину затрудняется наличием горизонтальных неоднородностей в земной коре и верхней мантии [Ващилов Ю. Я., 1971; Федынский В. В., Ващилов Ю. Я., 1977].

Обратимся к другим зависимостям. Эмпирическое уравнение (2) отражает соотношение между длиной трещины и амплитудой смещения вдоль нее в архей-протерозойских толщах северо-восточного побережья Байкала. Из классических теорий прочности известно, что величина сдвига (имеется в виду механический сдвиг) пропорциональна приложенной нагрузке: чем больше величина нагрузки, тем выше напряженность тела, тем больше амплитуда смещений. При этом увеличение напряжения приведет не только к смещению вдоль разрыва, но и будет способствовать дальнейшему процессу нарастания разрушения, следовательно, с увеличением смещения одновременно увеличится и протяженность трещины. Формирование более или менее крупного разрыва происходит путем многократных подвижек по нему, а амплитуда перемещений представляет собой суммарную амплитуду отдельных подвижек.

Многочисленными экспериментами установлено, что процессы разрушения материалов и, в частности, число развивающихся в образце трещин зависит главным образом от скорости деформирования [Кузнецова К. И., 1969; Регель В. Р. и др., 1974]. На начальных этапах разрушения идет медленное развитие трещин, а на последних происходит их стремительный рост. При этом постоянство средней приложенной нагрузки приводит к тому, что число трещин с течением времени увеличивается, а их длины растут с замедлением; с ростом же приложенной к образцу нагрузки происходит дробное растрескивание материалов — трещины оказываются короче, а их число умножается [Регель В. Р., 1956; Регель В. Р. и др., 1974; Макклинтон Ф., Аргон А., 1970]. Это явление связывается исследователями с перераспределением напряжений по мере увеличения числа трещин, которое замедляет их дальнейший рост. Увеличение числа трещин идет за счет разрушения промежутков между ранее образованными, так как неразрушившиеся части блока начинают играть роль концентраторов [Кузнецова К. И., 1969]. Таким образом, по мере роста числа трещин не только сокращаются их длины, но и расстояния между ними.

Согласно принципу Сен-Венана [Макклинтон Ф., Аргон А., 1970], вокруг каждой деформации возникают напряжения, вызванные самоуравновешенными силами. Эти напряжения исчезают на расстоянии наибольшего линейного размера деформированной области. Вдоль плоскости

трещины развита обширная область падения напряжений, величина которой определяется размерами трещины. Чем больше разрыв, тем на большем расстоянии от него сказывается влияние поля аномально низких напряжений. В зоне падения напряжений, возникшей вокруг трещины определенного размера, условия неблагоприятны для процесса разрушения при постоянстве средней приложенной нагрузки. Таким образом, расстояния между равнопорядковыми разрывами в конечном итоге зависят от их протяженности. В пределах восточного побережья Байкала соотношение между длиной трещин и оптимальным расстоянием между ними отражает зависимость (3), а для всей рифтовой зоны — (4).

Коэффициенты пропорциональности k и c в уравнениях (3) и (4) неравнозначны. Для (3) они равны соответственно 0,16 и 0,85, а для (4) — 0,4 и 0,95. Если с изменением размеров разрывов коэффициент c изменяется незначительно, то коэффициент k для разрывных нарушений разного порядка имеет существенные расхождения. Он показывает, что оптимальные расстояния между параллельными разломами значительно больше, чем между трещинами по отношению к их длинам.

Согласно теории формирования тектонических разрывов М. В. Гзовского (1975), вначале происходит формирование мелких трещин, а затем за счет их быстрого роста и слияния возникают крупные разрывные нарушения. Это характерно и для земной коры Байкальской рифтовой зоны. При формировании мелких трещин отношения расстояний между ними к их длине подчиняются закономерности (3) с коэффициентом пропорциональности $k = 0,16$. В свою очередь, возникновение большого числа мелких трещин существенно искажает поле напряжений и приводит к тому, что развивающиеся крупные разрывные нарушения могут формироваться на расстояниях, больших друг от друга по отношению к их длинам (4), нежели мелкие трещины. Этим, вероятно, и объясняется различие в коэффициентах пропорциональности соотношений между обсуждаемыми параметрами у разнопорядковых структур. Кроме того, не исключено, что земная кора при формировании мелких и крупных трещин ведет себя по-разному.

Известно, что при растяжении разрушение происходит лишь в отдельных локальных участках, а не по всему объему материала. При растяжении земной коры рифтовой зоны такими локальными участками разрушения были, скорее всего, разломы дорифтового заложения, которые на начальных этапах рифтогенеза выступали как концентраторы напряжений и разделяли земную кору формирующейся рифтовой зоны на отдельные блоки. Движение по этим разломам сопровождалось снятием напряжений вдоль их плоскостей и распространением волны разгрузки в глубь неразрушенных блоков, что привело к возникновению локальных разломов и развитию обширной сети тектонической трещиноватости. Механизм такого рода самоподдерживающегося разрушения достаточно хорошо изучен и описан в литературе [Черепанов, 1974]. При возникновении волны разгрузки значительно возрастает скорость разрушения. Как показали В. З. Партон и Е. М. Морозов (1974), влияние скорости нагружения сводится к тому, что с ее увеличением растет сопротивление пластической деформации, а разрушение становится более хрупким. Возможно, различие в коэффициентах k и c для мелких и крупных разрывов рифтовой зоны объясняется тем, что разрушение земной коры в одном случае (крупные разрывы) ближе к пластическому, в другом (мелкие разрывы) ближе к хрупкому.

Как известно, пластические деформации фундамента и разрывообразование при формировании рифтовой зоны тесно связаны между собой [Флоренсов Н. А., 1954] и в целом протекают по общим правилам. Закономерное развитие разломов сказалось и на закономерном развитии впадин. Зависимость (5) показывает, что длина главных впадин, а соответственно и обрамляющих впадины разломов рифтовой зоны, обратна рас-

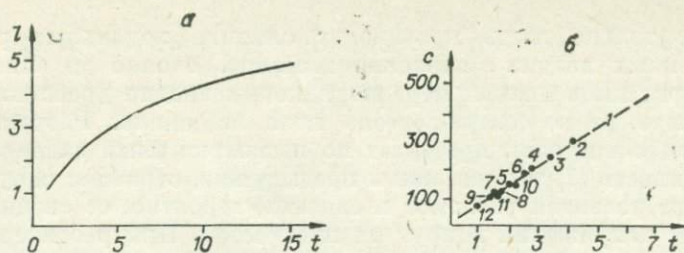


Рис. 3. Эмпирические зависимости.

a — длин разрывов от времени их формирования [по Шерману С. И., 1977]; $б$ — длин неогеновых впадин от продолжительности периода тектонической активизации. Крупные рифтовые впадины: 1 — Южно-Байкальская; 2 — Северо-Байкальская; 3 — Баргузинская; 4 — Ципа-Баунтовская; 5 — Верхне-Ангарская; 6 — Верхне-Енисейская; 7 — Нижне-Муйская; 8 — Чарская; 9 — Тункинская; 10 — Тункинская; 11 — Хубсугульская; 12 — Дархатская.

стоянию от условного центра рифтогенеза. С какой же закономерностью разрывообразования связана эта зависимость.

В работе С. И. Шермана (1977) показано, что даже при неизменной интенсивности тектонических напряжений в земной коре с течением времени будет увеличиваться длина разрывов (рис. 3, a), т. е. чем раньше тот или иной разлом будет вовлечен в процесс тектонической активизации, тем больше будет его протяженность. Поскольку впадины Байкальской рифтовой зоны контролируются серией соответствующих разломов, в целом определяющих их длину, то указанная закономерность роста протяженности разломов со временем будет выполняться и для впадин. Исходя из соотношения $C = f(t)$, можно определить относительную продолжительность периода активизации каждой из впадин Байкальской рифтовой зоны. Для этого впадину минимальной протяженности (Токкинскую) будем считать развивающейся в течение времени активизации t_i . Отношение длины данной впадины к длине каждой предыдущей по мере приближения к условному центру рифтогенеза дает ориентировочную цифру продолжительности периода ее тектонической активизации (рис. 3, $б$). Полученные таким образом цифры составляют отдельные группы с различной продолжительностью периода тектонической активизации по отношению к Южно-Байкальской котловине, принятой за центр рифтогенеза. Ее период активизации соответствует $5t$; Северо-Байкальской — $4t$; Тункинской, Баргузинской и Ципа-Баунтовской — $3t$; Верхне-Ангарской, Верхне- и Нижне-Муйской, Чарской, Хубсугульской и Дархатской — $2t$. Известные геолого-геофизические данные в целом не противоречат полученным результатам [Логачев Н. А., 1968; Солоненко В. П. и др., 1968; Николаев В. В. и др., 1975].

Таким образом, длины впадин Байкальской рифтовой зоны определяются их пространственным положением по отношению к центру зоны рифтогенеза. Обратная зависимость между длиной депрессий и расстоянием их от условного центра рифтогенеза объясняется, вероятно, более поздним последовательным вовлечением флангов рифтовой зоны в процессы кайнозойской активизации по сравнению с ее центральными частями.

Меньшая продолжительность периода тектонической активизации флангов рифтовой зоны в сравнении с центром сказалась и на размерах разломов, обрамляющих впадины. Как известно, разрастание разломов происходит за счет развития и слияния мелких разрывов в единую поверхность разрушения. Чем дольше протекает этот процесс, тем большие площади он может охватить. Именно поэтому процесс разрушения земной коры в центральной части рифтовой зоны, начавшись раньше, чем на флангах, привел к формированию самого протяженного в пределах рифтовой зоны Обручевского разлома и к слиянию двух впадин — Южно- и Северо-Байкальской. Аналогичное явление наблюдается и на флангах рифто-

вой зоны, только здесь происходит слияние локальных разломов и второстепенных впадин с первопорядковыми, однако до слияния региональных разломов и самих первопорядковых впадин дробление коры ни на юго-западе, ни на северо-востоке пока не дошло. Разрастание этих участков рифтовой зоны протекает по несколько иным закономерностям.

Зависимость (7) так же, как и предыдущие, отражает одну из характерных черт развития разломов и связана, вероятно, со спецификой распределения напряжений вокруг их плоскостей. При рассмотрении оптимальных расстояний между разломами говорилось о том, что вокруг плоскости разрыва возникает область понижения напряжений, в пределах которой разлом такого же порядка, как и предыдущий, сформироваться не может, однако это не мешает развитию в пределах данной аномальной области более мелких разрывов. Максимальная длина этих разломов, по видимому, должна зависеть от положения того или иного из них в поле пониженных напряжений. В стороны от плоскости разлома интенсивность напряжений будет постепенно возрастать, следовательно, и размер локальных разломов, параллельных региональному разлому, будет увеличиваться до некоторого предельного уровня. Такое явление можно довольно часто наблюдать в природных условиях. Основная плоскость сместителя разлома, как правило, представлена огромным количеством мелких трещин; по мере удаления от нее интенсивность трещиноватости падает, однако появляются достаточно протяженные немногочисленные, но четко проявленные трещины, и, наконец, мелкие локальные разломы оперения.

Изменение размеров разрывных нарушений между двумя параллельными региональными разломами будет носить волнообразный характер в соответствии с распределением области аномально низких напряжений каждого из них.

Зависимости (5)—(8) отражают не только общие закономерности нарушения земной коры в рифтовой зоне, но и поведение разломов в пределах ее дистальных и латеральных границ. Изменение размеров разломов в пределах дистальных границ отражает показатель длины региональных разломов (6), а в пределах латеральных — показатель длины локальных разрывных нарушений (8). Таким образом, средние длины региональных разломов в пределах отдельных блоков фундамента рифтовой зоны в определенной степени будут зависеть от местоположения этого блока в общей структуре рифтовой зоны. Средние длины локальных разломов того или иного блока земной коры будут определяться удаленностью этого блока от крупного регионального разлома.

Разумеется, местоположение разрывных нарушений в общей структуре Байкальской рифтовой зоны не является главным при формировании их линейных размеров, они зависят от целого ряда различных тектонических факторов. Так, например, длины региональных разломов указывают и на разную степень скоростей разрывообразования в центральной и периферийной частях рифтовой зоны. Известно, что средний размер отдельных разрывов зависит от скорости их роста [Заккей В. Ф. и др., 1973]. С увеличением логарифма скорости роста разрыва пропорционально увеличивается и его длина. Этим, вероятно, можно объяснить имеющее место различие длин впадин и обрамляющих разломов, равноудаленных от центра. Неравномерное развитие скоростей роста разрывов в разных участках рифтовой зоны на одном и том же этапе тектонического развития обусловлено, скорее всего, локальными тектоническими причинами. Оно хотя и отмечается, но в целом не искажает закономерного последовательного смещения процессов рифтогенеза от центра к флангам. Общая тенденция изменения показателя длин как региональных, так и локальных разломов отражает одну из типичных черт разрушения земной коры этого региона.

Как показали проведенные исследования, для разрывных нарушений рифтовой зоны характерны вполне определенные пропорциональные соот-

Основные тектонофизические параметры разломов различных уровней структурной организации земной коры

Параметры разломов	Эмпирические уравнения взаимосвязи параметров	
	верхней части земной коры, по Р.М. Лобацкой	полного разреза земной коры, по Р.М. Лобацкой, М.В. Рацу, В.В. Ружичу, С.И. Шерману и др.
Длина и глубина	$H=1,04L-0,7\pm\Delta$ (км), $H/L\sim 1$	$H/L < 1$
Длина и амплитуда смещений	$a=0,022l^{0,69}\pm\Delta$ (см), $a/l=$ $= 1/100$	$a/l=1/10$
Длина и оптимальные расстояния	$d=0,16 l^{0,85}\pm\Delta$ (см)	$M=0,4L^{0,95}\pm\Delta$ (км)
Длина и положение в структуре Байкальской рифтовой зоны	$L=kd+n\pm\Delta$ (км), где $k=$ $=0,3-0,6$	$L=-kD+10^2n\pm\Delta$ (км), где $k=0,3-0,6$

ношения между различными их параметрами. Количественные выражения этих параметров и пропорциональных отношений не равнозначны как для разломов разных тектонических регионов, так и для разломов разных порядков длин, однако общая тенденция устойчивости закономерных связей сохраняется.

Известно, что разрушение материалов является функцией напряженного состояния, деформации, скорости деформации, температуры, физико-механических свойств материала и истории изменения всех этих величин [Мэнджойн М., 1976]. Изменение количественного выражения коэффициентов пропорциональности в уравнениях (2)—(8) указывает, вероятно, на различное сочетание вышеперечисленных факторов, обуславливающих характер разрушения земной коры того или иного региона и формирования разрывных нарушений разного масштаба. С изменением условий разрушения будут изменяться и другие, обсуждавшиеся выше параметры разрывов. С другой стороны, характер соотношений между параметрами разломов и его количественное выражение может, очевидно, быть критерием, оценки напряженно-деформированного состояния земной коры.

Различное сочетание факторов разрушения земной коры зависит и от характера протекания тектонического режима, и от глубины заложения, и от масштаба структуры, и от распределения напряжений.

В табл. 4 даны сравнительные характеристики изменения параметров разномасштабных разрывных структур. Видно, что разномасштабные разрывные нарушения, формирующиеся в ходе единого тектонического процесса (рифтогенез), наряду с общими чертами обладают и различием некоторых характеристик, связанным, вероятно, со спецификой разрушения земной коры на разных уровнях ее структурной организации.

ЛИТЕРАТУРА

Богацкий В. В., Коллеганов Ю. М., Суганов Б. И. Пространственно-статистический анализ геологического строения и размещения полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 104 с.

Богацкий В. В., Суганов Б. И. Опыт количественного анализа тектонического строения юга Средней Сибири.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, Наука, 1968, с. 73—74.

Ваццлов Ю. Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 1, с. 51—64.

Введенская А. В., Балакина Л. М. Методика и результаты определений напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10, с. 73—84.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Баджарсайского антиклинория. Ч. III—IV. М., Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

- Гзовский М. В.** Развитие новых направлений в тектонофизике.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5, с. 51—84.
- Гзовский М. В.** Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород.— М., Наука, 1971, с. 5—37.
- Гзовский М. В.** Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.
- Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж.** Физика и геология. М., Мир, 1964. 482 с.
- Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты/Турари Ф. Г., Микуленко К. И., Старосельцев В. С. и др.** Новосибирск, 1970.
- Замараев С. М.** Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 248 с.
- Закей В. Ф., Герберич У. У., Паркер Э. Р.** Структурные типы разрушения.— В кн.: Разрушение. Т. 1. М., Мир, 1973, с. 421—470.
- Зорин Ю. А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 118 с.
- Кноринг Л. Д.** Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости.— Л., Недра, 1969. 88 с.
- Костров Б. В.** Механика очага тектонического землетрясения. М., Наука, 1975. 175 с.
- Кузнецова К. И.** Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их в сейсмологии. М., Наука, 1969. 87 с.
- Ламакин В. В.** Обручевский сброс в Байкальской впадине.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Наука, 1955, с. 448—478.
- Ламакин В. В.** Неотектоника Байкальской впадины. М., Наука, 1968. 245 с.
- Лобацкая Р. М.** О некоторых закономерностях внутренних разрывов Байкальской рифтовой зоны (на примере п-ова Святой Нос).— В кн.: II конференция молодых ученых. Иркутск, 1972, с. 230—231.
- Лобацкая Р. М.** О генетических типах разломов восточного побережья Байкала.— В кн.: Геосинклинальные пояса центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 118—119.
- Лобацкая Р. М.** О зависимости длин впадин от их пространственного положения в структуре Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон.— М., Наука, 1977, с. 60—68.
- Лобацкая Р. М., Намолова М. М.** Закономерности развития впадин северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны.— Геол. и геофиз., 1979, № 11.
- Логачев Н. А.** Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 72—101.
- Лут Б. Ф.** О структуре центральной котловины оз. Байкал.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 1, с. 201—203.
- Маклинток Ф., Аргон А.** Деформация и разрушение материалов. М., Мир, 1970. 443 с.
- Мишарина Л. А.** Напряжения в земной коре в рифтовых зонах.— М., Наука, 1967. 135 с.
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Леонтьева Р. Л.** Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1975, с. 9—21.
- Мэнджойн М.** Сложное напряженное состояние и разрушение.— В кн.: Разрушение. М., Мир, 1976, с. 303—351.
- Наумов В. А.** Новые данные о докембрийских сдвигах по краевому шву Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 178—180.
- Николаев В. В., Солоненко В. П., Хилько С. Д.** Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1975, с. 120—130.
- Партон В. З., Морозов Е. М.** Механика упруго-пластического разрушения. М., Наука, 1974. 416 с.
- Погребиский М. И., Чернышев С. Н.** Методические приемы решения некоторых геоструктурных задач. М., 1975, с. 3—15.
- Рац М. В.** К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 3, с. 622—625.
- Рац М. В.** К проблемам роста разрывов и их связи с землетрясениями (тезисы).— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, № 6, с. 136—137.
- Рац М. В., Чернышев С. Н.** Трещиноватость и свойства трещинных горных пород. М., Недра, 1970. 160 с.
- Регель В. Р.** К вопросу о кинетике роста трещин в процессе разрушения твердых тел.— Журн. технической физики, 1956, т. 26, вып. 2, с. 359—369.
- Регель В. Р., Слудкер А. И., Томашевский Э. Е.** Кинетическая природа прочности твердых тел. М., Наука, 1974. 560 с.
- Ружич В. В.** Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 23 с.
- Рыбин А. И.** Математика и геология.— «Природа», 1964, № 9, с. 114—117.
- Рыбин А. И.** Современные проблемы геотектоники.— В кн.: Пути познания земли. М., Наука, 1971, с. 64—83.

- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Ч. 1, М., Недра, 1964. 514 с.
- Сидоренко А. В. Роль геологической науки в развитии минерально-сырьевых ресурсов СССР.— Вестн. АН СССР, 1967, № 7, с. 20—28.
- Солоненко В. П., Хилько С. Д., Павлов О. В. Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., Наука, 1968. 220 с.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны/Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. Новосибирск, Наука, 1973. 153 с.
- Федьинский В. В., Вацлов Ю. Я. О слоисто-блоковой модели литосферы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 461—467.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 670—685.
- Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. Ч. 1. М., Машиностроение, 1974. 472 с.
- Хренов П. М., Комаров Ю. А., Шерман С. И. О структурно-тектоническом положении вулканоплутонических формаций (на примере Восточной Сибири).— В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность. М., Наука, 1969, с. 136—155.
- Черепанов Г. П. Механика хрупкого разрушения. М., Наука 1974. 640 с.
- Шебакин Н. В. Оценка размеров и положения очага ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным.— В кн.: Ташкентское землетрясение. Ташкент, Фан, 1971, с. 68—79.
- Шерман С. И. Генетические типы разрывов Западного Прибайкалья и о-ва Ольхон и некоторые тектонофизические условия их образования.— В кн.: Материалы геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. 1967, с. 154—158.
- Шерман С. И. Приморский взбросо-сдвиг.— В кн.: Информационный сборник научных трудов. ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1970, с. 24—22.
- Шерман С. И. Количественные параметры разломов как отражение общей закономерности деформации земной коры.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 19—20.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С. И., Лобацкая Р. М. О корреляционной зависимости между глубиной залегания гипоцентров и длиной разломов в Байкальской рифтовой зоне.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 578—581.
- Шерман С. И., Лобацкая Р. М. О нижней границе активного проникновения разломов в земную кору.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, с. 72—82.
- Herve J. C., Caileux A. Etude quantitative des failles de Pechelbron (Bas. Rhine).— Cahiers Geologique, 1962, No 68—69, p. 733—741.
- Weber H. Quantitative Tectonik.— Geologie, 1961, Bd. 10, H. 3 S. 347—350.

С. П. ПЛЕШАНОВ, А. А. РОМАЗИНА

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КИНЕМАТИКИ РАЗВИТИЯ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Разрывные нарушения являются важнейшими дислокациями, возникающими или активизирующимися в процессе рифтогенеза, и имеют непосредственное отражение в рельефе, принимая участие в строении впадин, межзвеньевых и межвпадинных перемычек и бортов рифтогенных морфоструктур.

В. А. Обручев (1953) впервые указал на большое значение дизъюнктивных дислокаций в образовании Байкальской впадины, которую рассматривал как грабен. Значительным вкладом в познание новейших разломов и образованных ими структур стали работы В. В. Ламакина (1968), Н. А. Логачева с соавторами (1974), Н. А. Флоренсова (1960), Н. А. Флоренсова, В. И. Галкина (1966) и др. На протяжении последних полутора десятков лет в литературе широко обсуждаются вопросы разломной тектоники Байкальской рифтовой зоны. Установлены этапы активизации крупных разломов, выявлены генетические связи между новейшими разломами и разломами докайнозойского заложения [Плешанов С. П., Чер-

нов Ю. А., 1971; Замаараев С. М. и др., 1975]. С. И. Шерманом (1977) были изучены соотношения между главными параметрами дизъюнктивов, рассмотрены процессы формирования разломов и особенности их строения в зависимости от изменения физических свойств земной коры с глубиной.

В силу теоретических положений А. В. Пейве, В. Е. Хаина, В. В. Белоусова, Ю. А. Косыгина и других, более или менее крупные дизъюнктивы Байкальского рифта стали рассматривать не только как тектонические поверхности, разделяющие блоки земной коры, но и как сложнопостроенные геологические тела, состоящие из многих структурных элементов, закономерное сочетание которых создает вертикальную и горизонтальную зональность. При этом структурно-морфологическое проявление разломов и их отражение в рельефе зависят, естественно, от эрозионного среза, вскрывающего тот или иной глубинный уровень, характеризующийся определенным типом тектонитов и характерным комплексом структурных форм, отражающих динамические условия образования дизъюнктива. В Байкальской рифтовой зоне наиболее благоприятными объектами для изучения разломов, кинематики движения масс земной коры в процессе рифтогенеза являются горные обрамления рифтовых впадин, межзвеньевые и межвпадинные перемычки, так как сами впадины всегда заполнены либо мощной толщей рыхлых отложений, либо водой.

Мы проводили исследования на диагональной перемычке, разделяющей Среднюю и Северную котловины Байкальского рифта. Она образована подводным Академическим хребтом с его надводными вершинами — группой Ушканьих островов и о. Ольхон. Наземным продолжением перемычки в юго-западном направлении является Приольхонское плато, в северо-восточном — п-ов Святой Нос.

Прекрасная обнаженность, особенно в Приольхонье и на о. Ольхон, присутствие здесь наиболее полного по сравнению с другими районами Прибайкалья разреза кайнозойских отложений дают возможность проследить развитие разломов с докембрия до наших дней.

По параметрам (протяженность, глубина заложения и др.) разломы рассматриваемого района подразделяются на генеральные, региональные и локальные; по отношению к простиранию основных рифтовых структур — на продольные и диагональные, в том числе поперечные. Они отличаются друг от друга внутренним строением, обусловленным закономерным сочетанием структурных элементов зоны сместителя и его крыльев, генезисом и характером проявления в рельефе. Наиболее распространены сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы, взбросо-сдвиги и разломы без смещения — зоны повышенного дробления, трещиноватости и катаклаза. Крупные разломы характеризуются длительным развитием с докембрия до кайнозоя включительно.

Морфокинетический тип одного и того же разлома на разных исторических этапах активизации видоизменялся в зависимости от изменения ориентировки поля тектонических напряжений.

В Прибайкалье разрывные нарушения почти никогда не встречаются по одиночке, изолированно, так же как и большинство других дислокаций, например, складок. Они всегда образуют сочетания с другими структурными формами, компенсирующими смещения по главному сместителю. Земная кора до глубины 5 км, реже глубже, деформируется и разрушается как твердое тело в соответствии с законом Гука [Шерман С. И., 1977]. При разрушении породы распадаются на разновеликие блоки. В этих условиях смещение блоков относительно друг друга возможно только при одновременных смещениях минимум по трем поверхностям различной ориентировки. Поэтому каждый крупный разлом сопровождается другими, более короткими, иногда отличающимися от главного генетическим типом, но образованными с ним одновременно под действием одного и того же стресса. Такие парагенетические ассоциации дизъюнктивов А. И. Суворов (1974) называет динамопарами. Совпадение ази-

мутального смещения крыльев динамопар указывает на одновременность их образования. Блоковый характер разрушения пород предопределяет образование парагенетических ассоциаций разломов: сдвиг — надвиг — раздвиг; чешуйчатый надвиг — сдвиг; сброс — сброс — сдвиг и др. Движения по ним совершались одновременно и в одном направлении. Глубже 10 км земная кора реагирует на стресс как упруговязкое вещество, а еще глубже (25—40 км) — как пластическое [Шерман С. И., 1977]. Поэтому в термодинамических условиях таких глубин компенсация смещения по разломам происходит за счет образования зон смятия, будинажа и других форм. В результате активизации движений по разломам осуществляется последовательное наложение более молодых внутри- и приразломных структурных форм на древние, образовавшиеся зачастую в иных термодинамических условиях.

Особенности кинематики движения масс земной коры по разломам центральной части Байкальского рифта целесообразно рассмотреть в исторической последовательности, подразделив активизацию разломов на докайнозойский и кайнозойский этапы.

ДОКАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Наиболее древнее и крупное разрывное нарушение рассматриваемого района — Приморский разлом — является ветвью краевого шва Сибирской платформы.

В пределах изучаемой территории Приморский разлом протягивается в северо-восточном направлении от устья р. Бол. Бугульдейки до мыса Зама почти на 200 км (рис. 1), разделяя складчатый метаморфический комплекс ольхонской серии и диафориты по приморским гранитоидам, основным и субвулканическим породам.

Заложение краевого шва, а следовательно, и Приморского разлома, согласно представлениям С. М. Замараева (1967), произошло в середине архея. Другие исследователи склонны относить эти события к более позднему времени. Во всяком случае доверхнепротерозойский этап заложения убедительно доказывается возрастом гранитоидов приморского комплекса, заполнявших зону шва, и приуроченных к той же зоне среднепротерозойского вулканического пояса.

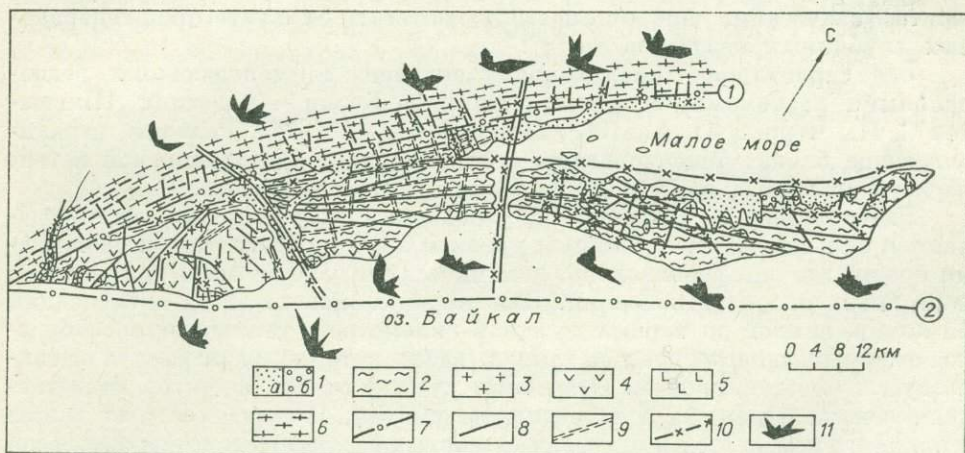


Рис. 1. Элементы разрывной тектоники Приольхонья.

1 — кайнозойские отложения: а — четвертичные, б — неогеновые; 2 — метаморфические породы ольхонской серии; 3 — граниты; 4 — основные, ультраосновные и щелочные породы; 5 — диориты; габбро-диориты Бирхинского массива; 6 — гранитоиды приморского комплекса; 7 — глубинные разломы: 1 — Приморский, 2 — Приольхонский. 8—10 — разрывные нарушения: 8 — докайнозойских этапов активизации, 9 — олигоцен-миоценового этапа активизации, 10 — эоцено-эолейстоценового этапа активизации; 11 — розы-диаграммы простираний элементов разрывной тектоники кайнозойского этапа активизации.

Вследствие значительной глубины современного денудационного среза в обнажениях района наблюдаются структурные элементы Приморского разлома, сформировавшиеся, по-видимому, на глубине более 10 км. Зона сместителя имеет весьма сложное строение. Ширина ее колеблется от первых сотен метров до первых километров. Внутреннее строение на различных участках разлома неодинаково, хотя и имеет очень много общих структурных особенностей. Интенсивность динамометаморфических изменений внутри зоны неравномерна. Всюду наблюдаются рассланцевание и катаклиз пород, бластомилониты по гранитоидам Приморского комплекса, ортоамфиболитам, вторичным кварцитам и другим породам, оказавшимся в зоне сместителя. Узкие, от первых метров до первых десятков метров, блоки — пластины, сложенные преимущественно мило-нитам и бластомилонитами, чередуются с блоками менее измененных динамометаморфизмом пород. Поверхности раздела между ними имеют северо-восточное простирание и крутое ($75-85^\circ$) юго-восточное падение. Местами вследствие волнистости этих поверхностей наблюдаются вертикальные, реже обратные, складки волочения, местами будинаж. Ориентировка складок волочения и будин закономерно отражает направление смещения масс по поверхностям сколов, поэтому такие зоны повышенного катаклаза и милонитизации следует рассматривать как сместители частных разрывов, образующих в совокупности зону Приморского разлома. В краевых частях этой зоны ширина частных сместителей меньше ширины блоков неизмененных пород, в центральной части — значительно больше.

В районе устья р. Бол. Бугульдейки от Приморского разлома отходит крупная ветвь, прослеживающаяся вдоль материковой части Приольхонья, юго-восточного побережья о. Ольхон, по склону Академического хребта и далее на п-ове Святой Нос. Непосредственное изучение ее невозможно, так как она находится под водой, но анализ приразломных структурных элементов, оперяющих зону, хорошо проявившихся в прибрежных утесах, вскрывает много общего в структурном, морфологическом и генетическом отношениях с Приморским разломом.

Таким образом, Приольхонье, включая о. Ольхон, представляет собой тектонический блок, ограниченный двумя разломами, протяженность которых, длительность развития и глубина проникновения, подтвержденная геофизическими данными, позволяют отнести их к категории генеральных глубинных разломов.

Вся территория Приольхонья расчленена крутопадающими региональными разломами на узкие вытянутые блоки — пластины [Плешанов С. П., Чернов Ю. А., 1968; Морозов Ю. А., 1978]. Разломы, ограничивающие блоки, ориентированы субпараллельно Приольхонской ветви, образуя угол (от 10 до 30°) с Приморским разломом (см. рис. 1).

Разнообразие и сложность внутреннего строения разломов определяются тем или иным глубинным уровнем эрозии, физическими свойствами среды, где они развивались, динамическими условиями и количеством повторных этапов активизации. Для докайнозойского этапа активизации разломов, длиной до первых десятков километров, типично кулисообразное расположение частных разрывов, вдоль которых развиваются катаклизиты и бластомилониты. Отдельные участки таких разрывов представлены зонами будинажа и интенсивного смятия. В зависимости от длины ширина их изменяется в пределах от первых сантиметров до первых сотен метров. Размер будин колеблется от $1,5$ см до первых десятков метров; форма чаще линзообразная, эллиптическая, ромбовидная, реже бочкообразная. Крупные будины, как правило, сложены амфиболитами и гипербазитами, более мелкие — пегматитами, кварцитами, мигматитами. Ю. А. Морозов (1978), проводивший специальные исследования, приводит такой ряд пород с последовательно возрастающей вязкостью: мраморы,

мигматиты (кварциты), амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, пегматиты. Однако одни и те же породы в одних случаях могут слагать будины, в других — вмещающий субстрат. Характерно, что один и тот же слой или жила могут быть деформированы в складки и частично будинированы. Складки возникают также и в породах, облекающих будины. Дальнейшее развитие процесса будинажа совместно с милонитизацией иногда приводит к тому, что кварц-полевошпатовые, силикатные и другие будинированные прослои в мраморах растаскиваются, вращаются, окатываются. Такие включения на фоне тонкорассланцованного карбонатного милонита создают впечатление осадочной брекчии, образующей выдержанные прямолинейные зоны мощностью 15—20 м. В мраморах образование милонитов сопровождается не только изменением их структурно-текстурных признаков, но также и цвета породы вследствие истирания чешуек графита.

Разломы образуют границы между блоками с резко различным внутренним строением и характером метаморфических изменений пород. К ним часто приурочиваются линейные зоны гранитизации, жильные породы, представленные в основном пегматитами, вдоль контактов которых также, как правило, развивается милонитизация и катаклаз.

К этой же возрастной группе относятся и наиболее крупные поперечные по отношению к Байкальской впадине разломы северо-западного (330—360°) простирания с крутым юго-западным или северо-восточным падением сместителей. Все они за исключением разломов, пространственно совпадающих с долинами рек Анги и Сармы, менее протяженны, чем продольные, характеризуются меньшим распространением, их зоны сместителей имеют меньшую мощность, метаморфические изменения пород проявились слабо. Магматический контроль заключается в локализации преимущественно гранитоидных жильных пород. Ангинский и Сарминский разломы, по геофизическим данным, прослеживаются также в фундаменте Сибирской платформы [Хренов П. М. и др., 1977].

Большинство поперечных дизъюнктивов следует отнести к безамплитудным разломам, меньшая часть соответствует раздвигам и сбросо-сдвигам с небольшой амплитудой смещения.

Еще меньше распространены субмеридиональные, субширотные и пологопадающие разрывные нарушения. Поскольку в некоторых из них локализуются гранитоидные и пегматитовые тела, следует считать, что заложение их происходило одновременно с вышеописанными, и все они образуют парагенетическую систему, расчленившую земную кору рассматриваемой территории на разновеликие блоки нескольких порядков.

Внутреннее строение блоков — пластин, ограниченных локальными разрывами, становится более сложным по мере приближения к главному шву Приморского разлома. Увеличивается количество систем складок и усложняется их форма. Более четко проявляется кливаж северо-восточного простирания, не связанный со складчатостью. Возрастает количество зон мигматизации и жильных тел, часто будинированных или смятых в складки.

Детальное картирование, проводившееся в последние годы В. В. Эзом, А. С. Ескиным, Ю. А. Морозовым и др. [Морозов Ю. А., 1978], вскрыло очень сложную геологическую структуру ольхонской серии, для которой характерны: линзовидная форма большинства геологических тел, сложенных метаморфическими породами; чрезвычайно сложная складчатость с крутопадающими, иногда вертикальными шарнирами, весьма далекая от сочетания простых линейных складок; четко выраженный кливаж северо-восточного простирания с крутым юго-восточным падением; широкое развитие мелких дисгармоничных складок нескольких порядков, зон будинажа, милонитизации и брекчирования; многочисленные разрывные нарушения нескольких этапов активизации, образующие поверхности

раздела между геологическими телами и пачками пород различного литологического состава.

Все это указывает, с одной стороны, на то, что образование структурных форм ольхонской серии происходило на значительной глубине, порядка 25—40 км, в условиях весьма высокой пластичности пород; с другой — на их генетическую связь с разрывными нарушениями.

Вследствие таких особенностей геологической структуры вся территория Приольхонья может рассматриваться как приразломная зона, сформировавшаяся в процессе эволюции краевого шва Сибирской платформы. Здесь создана региональная система делимости земной коры, которая в значительной степени предопределила развитие геологической структуры в кайнозое.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Изучение разломов кайнозойской активизации сопряжено с большими трудностями. Непосредственные выходы сместителей удается наблюдать только в разрозненных естественных обнажениях, так как вследствие высокой интенсивности склоновых процессов происходит быстрое денудационное преобразование склонов тектонического происхождения. Стратиграфическое доказательство наличия разрывов затрудняется тем, что поверхности предгорных долин, расположенных на опущенных блоках, покрыты обломочным материалом значительной мощности. Вместе с тем новейшие разрывные нарушения всегда находят отражение в рельефе, поэтому при их изучении геоморфологические методы являются основными.

В процессе полевых исследований был выделен ряд структурно-геоморфологических признаков новейших разрывных нарушений рассматриваемого района, использование которых позволило выделить разломы кайнозойской активизации. Главные из этих признаков: 1) смещение на разные высотные уровни денудационных поверхностей; 2) смещение стратиграфических границ кайнозойских отложений; 3) перехваты долин, изменение направления стока в связи с образованием нового базиса эрозии; 4) антецедентные участки долин и увеличение количества террас в долинах, дренирующих поднятые блоки; 5) переломы продольного профиля в зрелых речных долинах; 6) участки развития добыйкальского рельефа, частично затопленные водами Байкала или погребенные под голоценовыми отложениями на границе с участками того же рельефа, подвергающегося интенсивной денудации; 7) прямолинейные крутые склоны, пересекающие различные структурные формы; 8) крутые склоны, поднимающиеся над предгорными долинами, затопленными обломочными породами; 9) несцементированные продукты динамометаморфизма, наложенные на древние тектониты; 10) густая сеть приразломной трещиноватости, среди которой преобладают открытые трещины или заполненные рыхлым обломочным материалом; 11) зеркала и штрихи скольжения на продуктах коры выветривания и структурном элювии.

Наблюдаемые в современном денудационном срезе структурные элементы разломов кайнозойской активизации, в отличие от таковых, сформировавшихся на ранних этапах, соответствуют самым высоким структурным уровням разломов. Образование их шло в приповерхностных частях земной коры, реагирующей на стресс как твердое тело, а деформации протекали в соответствии с законом Гука. Поэтому обычно по тектонитам и структурным формам древних разломов развиваются зоны интенсивного дробления, брекчирования и катаклаза, сопровождаемые трещинами, часто характеризующимися поясным расположением в пространстве.

В кайнозойском этапе активизации разломов отчетливо выделяется два подэтапа, разделенные периодом относительного тектонического покоя и формирования локально развитой поверхности выравнивания, пред-

ставленной придолинными педиментами. Первый охватывает конец палеогена — миоцен, второй начался в нижнем эоцено (средний плиоцен) и продолжается до настоящего времени [Плешанов С. П., Ромазина А. А., 1975].

В конце палеогена началась активизация движений по некоторым разрывным нарушениям докайнозойского заложения, среди которых преобладали крутопадающие ($75-85^\circ$) разрывы, группирующиеся в зоны шириной от 10 до 400 м, протяженностью от нескольких до первых десятков километров. Если согласиться с мнением исследователей о том, что мел-палеогеновая кора химического выветривания имела площадное распространение, а мощность ее достигала 150—200 м, то максимальную суммарную амплитуду смещения по серии субпараллельных сместителей с учетом современного денудационного среза можно оценить в 250—300 м. Доказывается это тем, что в настоящее время кора выветривания даже среди однообразных по составу пород наблюдается в виде линейно-вытянутых зон, приуроченных к грабенообразным структурам, на поднятых крыльях которых она отсутствует.

Поперечные разрывные нарушения северо-западного простирания в течение рассматриваемого периода тектонической активизации проявились значительно слабее, обычно они не выходят за пределы одного блока, ограниченного продольными разрывами, реже пересекали два или три. Продольные и поперечные разломы образовали ортогональную сетку (см. рис. 1), правильность которой нарушалась лишь в местах, насыщенных интрузивными и жильными образованиями, где эта система затухает проявлением субширотных и субмеридиональных разрывов, рассекающих кристаллический фундамент на разновеликие блоки разной конфигурации. Поверхности разломов здесь иногда искривляются, следуя вдоль контактов магматических тел. Возрастное положение рассматриваемой группы разломов определяется тем, что они смещают мел-палеогеновую кору выветривания на разные высотные уровни и перекрываются средне- и верхнемиоценовыми озерными отложениями.

В нижнем эоцено (средний плиоцен) произошло резкое усиление тектонических движений, которые и привели к образованию собственно рифтовых морфоструктур. Коренное отличие этого подэтапа от предыдущей эпохи активизации заключается в большой контрастности движений блоков земной коры, образованных сочетанием разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Преобладающим типом смещений были геоморфологически выраженные сбросы, сбросо-сдвиги большой амплитуды и раздвиги. Обширные поверхности крупных опущенных блоков в дальнейшем оказывались затопленными водами Байкала или частично погребенными под голоценовыми отложениями, что и определяет возраст этих подвижек.

Наиболее крупными разломами кайнозойского этапа активизации являются Приморская и Приольхонская ветви Обручевского сброса, nasledующие общую ориентировку древнего структурного шва.

Приморский разлом, отраженный в рельефе как сброс с небольшой правосторонней сдвиговой составляющей [Шерман С. И., 1970], образует четко выраженный уступ — линеамент. Видимая ширина сложнопостроенной зоны сместителя достигает 500 м, внутреннее строение характеризуется зональным проявлением динамометаморфизма. Узкие блоки — пластины монолитных пород — чередуются с тектоническими брекчиями и слабо сцементированными милонитами частных сместителей, наложенных на древние тектониты. В густой сети трещин зоны сместителя выделяются три наиболее четко выраженные системы с поясным расположением. Наиболее выдержаны по простиранию и падению сколовые трещины северо-восточного простирания с крутым ($50-60^\circ$) юго-восточным падением. Сопряженная с ними вторая система сколовых трещин имеет обратное падение и характеризуется меньшей распространенностью (частотой).

Следующая система имеет пологое (25—30°) юго-восточное падение. Поверхность трещин волнистая, вследствие чего стенки местами притерты, с зеркалами скольжения. Полости трещин частично заполнены продуктами дробления и истирания пород. Простираение четвертой системы трещин изменяется от северо-западного (320—340°) до субмеридионального. Трещины обычно открытые, с неровными шероховатыми стенками. Характерно, что такую же ориентировку имеют оперяющие разломы — динамопары, создавшие блоковую структуру Байкальского рифта.

Высота уступа юго-восточного склона Приморского хребта, а следовательно, и амплитуда смещения по Приморскому сбросу увеличивается от р. Бол. Бугульдейки в северо-восточном направлении. Движения крыльев были строго дифференцированными и прерывистыми. Одновременно с опусканием юго-восточного крыла (Приольхонского плато) происходило поднятие области Приморского хребта, обусловившее существенную перестройку речной сети и формирование серии надпойменных террас.

Кроме Приморской ветви в течение рассматриваемого этапа активизировались и другие разломы северо-восточного простираения: Приольхонская ветвь Обручевского сброса, региональные и локальные разрывы Приольхонья, о. Ольхон, п-ов Святой Нос.

Судя по карте подводного рельефа оз. Байкал, составленной В.И. Галкиным [Логачев Н. А. и др., 1974], вертикальная амплитуда смещения вдоль Приольхонской ветви также увеличивается в северо-восточном направлении, достигая максимума вблизи северо-восточной оконечности о. Ольхон. Анализ ориентировки оперяющих трещин и мелких разрывов выявляет небольшую сдвиговую составляющую амплитуды смещения, на основании чего Приольхонскую ветвь тоже следует отнести к двустороннему сдвигу-сбросу.

Большое значение в образовании блоковой новейшей структуры имело омоложение в это время поперечных (северо-западного и субмеридионального направлений) разломов, пространственно совпадающих с долинами рек Курмы, Сармы, Анги, Марты и других, менее протяженных. Смещения по этим разломам устанавливаются на основании разновысотного положения фрагментов исходной поверхности выравнивания, присутствия многочисленных V-образных эрозионных врезов на границах смещенных блоков, а также подтверждается анализом карты базисной поверхности и другими геоморфологическими признаками. Поперечные разломы проявляются как сбросы, иногда сдвиги-сбросы. Амплитуды смещения по ним значительно меньше по сравнению с дизъюнктивными северо-восточного простираения: от первых десятков до 400 м. При этом амплитуды смещения закономерно возрастают от р. Бол. Бугульдейки в северо-восточном направлении.

Приморская и Приольхонская ветви краевого шва членили земную кору на тектонические блоки первого порядка, соответствующие основным геоморфологическим единицам: области Приморского хребта, Приольхонского плато, продолжением которого являются межкотловинная перемычка и днище Байкальской котловины (рис. 2). Блоки первого порядка представляют основу выделения морфоструктур более высоких порядков. Приольхонский блок занимает своеобразное промежуточное положение между блоком Приморского хребта и днищем Южно-Байкальской котловины. Он поднят по отношению к Приольхонскому плато на 900—1200 м, а днище Южно-Байкальской котловины опущено на 1500—2000 м. Таким образом, общий размах исходной поверхности в этой части Байкальского рифта — 3000—3200 м. Приморский и Приольхонский разломы вследствие увеличения амплитуды смещения в северо-восточном направлении могут быть отнесены к категории шарнирных, однако строение их значительно сложнее. Амплитуды смещения по поперечным разломам, расчленяющим крылья продольных разломов на блоки второго порядка,

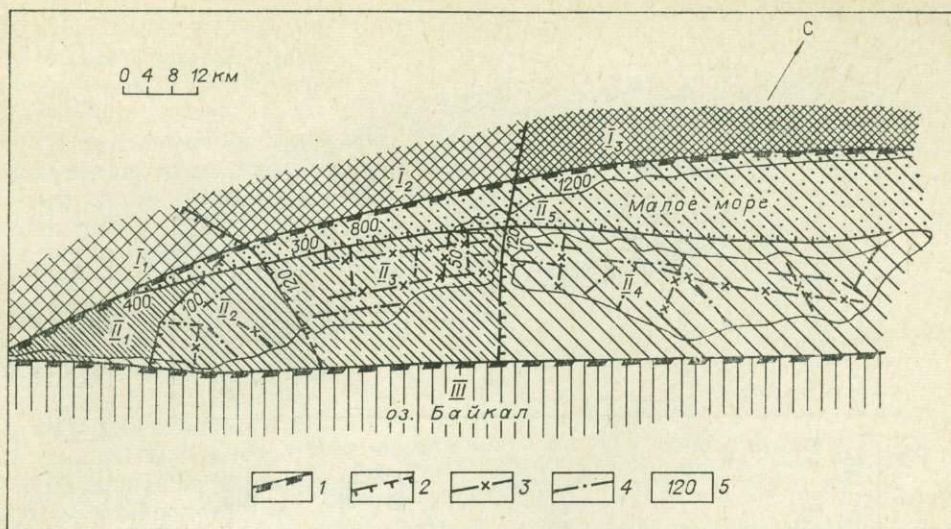


Рис. 2. Схема блоковой структуры Приольхонья.

Блоки: I_1 — относительно медленных поднятий, I_2 — относительно быстрых поднятий; I_3 — максимальных поднятий; II_1 — относительно стабильный (Марта-Бугульдейский); II_2 — относительно медленных опусканий (Марта-Ангинский); II_3 — относительно быстрых опусканий (о. Ольхон); II_4 — максимальных опусканий, III — блок активного опускания. Разломы: 1 — ограничивающие блоки первого порядка; 2 — ограничивающие блоки второго порядка (штрихи показывают направление смещения соседних блоков); 3 — ограничивающие блоки третьего порядка; 4 — осложняющие блоки; 5 — общая амплитуда смещения блоков, м.

тоже возрастают в северо-восточном направлении, поэтому увеличение амплитуды по продольным разломам происходит от блока к блоку.

Характерной чертой рассматриваемого этапа тектонической активизации является усложнение новейшей структуры путем образования и смещения разновеликих блоков высших порядков. Активизация разрывов, сочленяющихся с Приморским сбросом под острым углом, привела к образованию грабенообразной Кунтинской долины и ее продолжения — залива Малое Море. Локальные разломы того же направления в сочетании с разрывами северо-западной ориентировки создали ступенчатость тектонического восточного склона Приморского хребта. Так, например, севернее долины р. Сармы отчетливо выделяются четыре продольные по отношению к осевой линии хребта ступени, которые, в свою очередь, смещены по более коротким сбросам северо-западного простирания (рис. 3). Амплитуда смещения по отдельным блокам колеблется от 20 до 50 м, высота продольных уступов по отношению друг к другу также неодинакова. Смещения по этим разрывам происходили сравнительно недавно, так как ступенчатость склона еще не сглажена денудационными процессами. В 3 км от устья долины р. Сармы, неподалеку от подошвы склона Приморского хребта, обнаружен сброс с опущенным юго-восточным крылом, смещающий конуса выноса временных водных потоков. Сброс прослеживается в виде крутого, почти вертикального уступа северо-восточного простирания протяженностью около 3 км. Высота уступа и видимая амплитуда смещения в разных местах сброса неодинаковы, колеблются от 3 до 9 м. К сбросу примыкают две подковообразные впадины шириной от 200 до 300 м, открытые в сторону Байкала. Четко выраженные в рельефе тыловые уступы впадин сложены пролювиальными отложениями, почти лишенными почвенно-растительного слоя. Вблизи них находятся выходы подземных источников. Весьма значительно, что продолжение этих впадин прослеживается под водой на дне Малого моря. Все это свидетельствует о тектонической природе впадин, представляющих собой

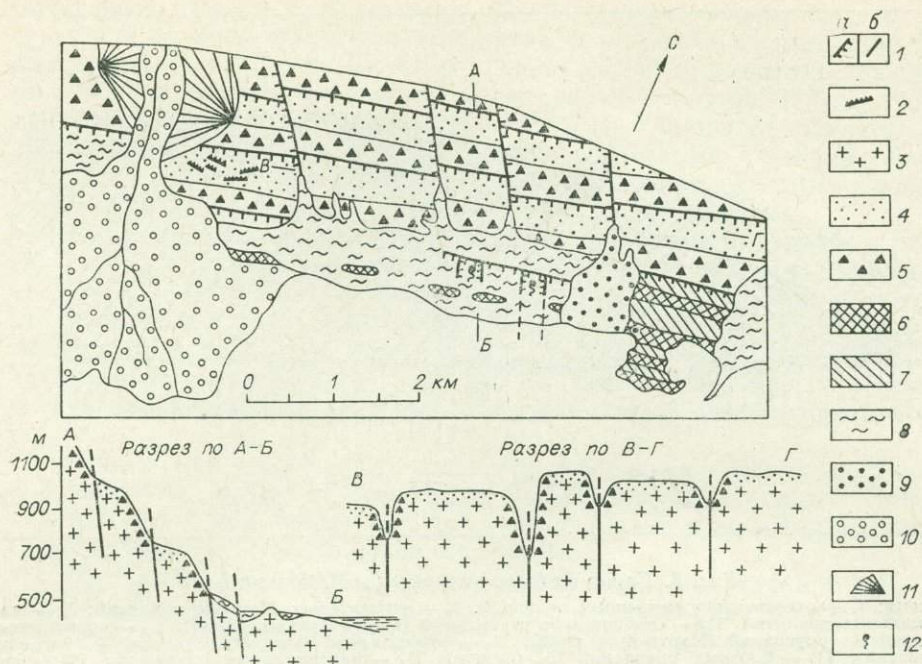


Рис. 3. Разрывные дислокации на междуречье Сарма-Курма.

1 — сбросы, выраженные в рельефе: а — в плане (штрихи показывают направление смещения), б — на разрезах; 2 — сейсмодислокации; 3 — кристаллические породы; 4, 5 — ступенчатый склон Приморского хребта; 4 — поверхности ступеней, 5 — тектонические уступы; 6, 7 — реликтовые формы рельефа: 6 — гряды, 7 — ложбины; 8 — предгорный шлейф; 9 — селевый конус выноса; 10 — долина и дельта р. Сармы; 11 — цирки; 12 — выходы подземных источников.

опущенные блоки высших порядков по сбросам северо-восточного и северо-западного простирания.

На побережье Малого моря и оз. Байкал выделяются блоки, испытавшие недавнее поднятие, о чем можно судить по фрагментам Байкальских террас, большинство из которых соответствует уровню 7—9 и 15—20 м. Но все-таки преобладают блоки с тенденцией к опусканию.

Блоковое строение побережья ярко выражено на мысах зал. Мухор и северо-западного побережья о. Ольхон. Многочисленные острова Малого моря тоже представляют собой тектонические блоки. Высокие террасы Ушканьих островов и п-ова Святой Нос свидетельствуют об их воздымании [Ламакин В. В., 1968], в то же время незначительная мощность озерных отложений на Академическом хребте указывает на его недавнее опускание [Лут Б. Ф., 1978].

Особое место занимают разломы современной активизации — сейсмодислокации — генетически связанные с катастрофическими землетрясениями. Они достаточно подробно освещены в работах Н. А. Флоренсова [Флоренсов Н. А., Галкин В. И., 1966], Солоненко В. П., Хромовских В. С. (1968), В. С. Хромовских (1965) и других исследователей. В дополнение к сообщениям о сейсмодислокациях Приольхонья следует отметить, что сейсмогенные структуры характеризуются не только северо-восточным, но также и северо-западным и субширотным простиранием. Ориентировка сейсмодислокаций совпадает с ориентировкой трещин в кристаллических породах. Более протяженными и четко выраженными являются структуры северо-восточного простирания. Сейсмодислокации северо-западного и субширотного простирания значительно короче и хуже выражены в рельефе. Отсутствуют сейсмодислокации меридионального простирания, несмотря на то, что трещины этого направления имеются. По-видимому, это определяется «невыгодной» ориентировкой трещин

по отношению к оси минимального сжатия современного поля тектонических напряжений.

Для понимания кинематики движения тектонических глыб по разломам очень важна одна особенность новейшей структуры района: поверхности образующих ее разновеликих блоков имеют закономерный наклон. Так, общая поверхность материковой части Приольхонского плато наклонена в северо-западном направлении в сторону Приморского хребта.

В сторону осевой линии хребта наклонены поверхности ступеней его склона, в этом же направлении запрокинуты мысы и острова Малого моря вблизи материкового побережья, а вблизи о. Ольхон — в противоположную сторону. Анализ ориентировки разрывных нарушений и линейментов показывает, что на о. Ольхон она изменяется, поворачиваясь на 10—15° по часовой стрелке. Например, средний вектор простираемый разломом северо-восточного направления на материковой части имеет азимут 45°, а на о. Ольхон — 55—60° (см. рис. 1). Амплитуда смещения по Приморскому сбросу, ширина и глубина Малого моря увеличиваются в северо-восточном направлении.

Эти особенности и перекося поверхности тектонических глыб легко объяснить, если Приморскую зону Обручевской системы разломов рассматривать как сложнопостроенный шарнирный сброс и допустить, что образующие зону частные сместители постепенно выполаживаются с глубиной. При скольжении Ольхонской глыбы по выполаживающемуся сместителю, естественно, происходил перекося ее поверхности. Увеличение вертикальной амплитуды смещения шарнирного сброса в северо-восточном направлении привело к увеличению в этом направлении и горизонтальной амплитуды, а следовательно, к повороту по часовой стрелке структурных и орографических элементов о. Ольхон. Такие представления хорошо согласуются с теоретическими положениями образования разрывов.

Как известно, величина двугранного угла между двумя системами трещин скола зависит от физических свойств среды, в которой они образуются. С глубиной при повышении всестороннего давления и температуры породы становятся более пластичными, и двугранный угол около оси максимального сжатия σ_3 увеличивается. Это определяет общую тенденцию сместителей, образующихся в условиях растяжения, выполаживаться с глубиной. В условиях сжатия сместители разломов должны выполаживаться ближе к поверхности (рис. 4). Увеличение угла между сколовыми трещинами происходит и при длительной деформации после их образования вследствие некоторого поворота в пластичной среде.

Опыты по моделированию трещин скалывания, проводившиеся Т. М. Гептнер (1970), показали, что в процессе деформации чаще развивается только одна система сколовых трещин, и уже на ранней стадии деформации трещины имеют несколько дугообразную форму. По мере разрастания трещин эта дугообразность становится все более отчетливой, а перемещение частей материала, разделенного трещиной, сопровождается поворотом по мере приближения к более пологим частям трещины.

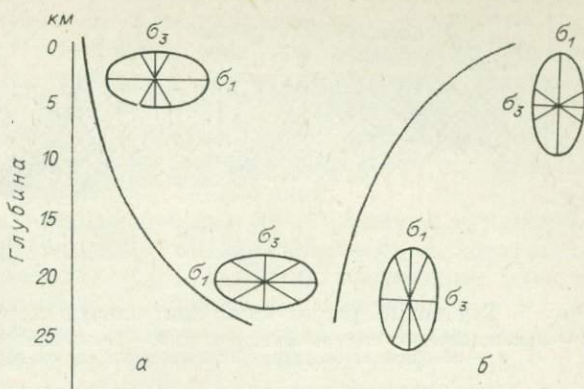


Рис. 4. Выполаживание сместителей в зависимости от условий образования разрыва: а — условия растяжения и б — сжатия. Даны оси максимальных растяжения и сжатия.

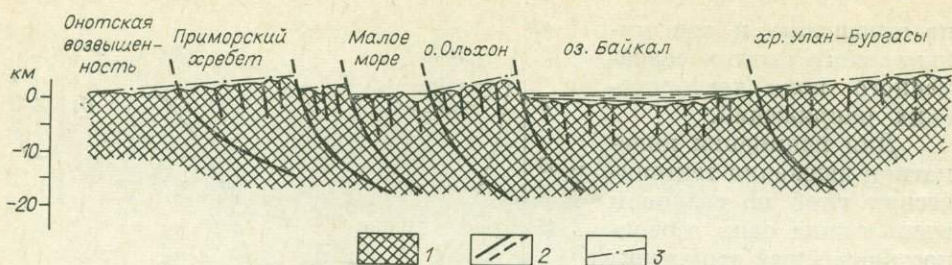


Рис. 5. Глубинный разрез через центральную часть Байкальской рифтовой зоны. 1 — кристаллические породы фундамента; 2 — главные разломы (штрихи — предполагаемые); 3 — обобщенные очертания перекошенных блоков горного обрамления оз. Байкал.

Когда трещины становятся слишком пологими, смещение по ним прекращается, а в вышележащем блоке образуются сколовые трещины второй генерации.

А. В. Волин (1963), выдвинувший идею о существовании своеобразных тектонических (циркульных) глыб, ограниченных дугообразными разломами, считал, что вблизи главных поверхностей раздела коры (Конрада и Мохоровичича) происходит уменьшение угла падения разрывов, которые вследствие механической неоднородности как бы приспосабливаются к этим поверхностям.

Изложенное свидетельствует об общей тенденции сместителей крупных сбросов к выполаживанию с глубиной при переходе разрыва в более пластичную среду.

В литературе часто подчеркивается одна из важнейших особенностей строения Байкальского рифта — асимметрия его рельефа. Вместе с тем асимметрия является характерной чертой также и новейших морфоструктур, развитых на значительной площади Прибайкалья. Главные элементы сбросово-глыбовой структуры этого региона — хребты и долины — имеют северо-восточное простираие. Северо-западные склоны хребтов с реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания широкие и относительно пологие, юго-восточные — крутые и очень узкие, со следами недавних интенсивных поднятий, о которых свидетельствуют наклон к северо-западу денудационных поверхностей, перестройка речной сети, антецедентные участки некоторых долин, увеличение высоты и числа речных террас и т. д.

Хребты, образованные блоками первого порядка, имеют закономерный наклон поверхностей. Крупные блоки запрокинуты на северо-запад, у мелких крутой склон обращен в сторону глубоких отрицательных форм рельефа (рис. 5). Эти особенности асимметрии рельефа Байкальской рифтовой зоны, Прибайкалья и некоторых других молодых горных стран хорошо согласуются с представлениями о запрокидывании тектонических глыб по выполаживающимся сместителям.

В настоящее время появились новые данные относительно утонения земной коры под Байкальской рифтовой зоной вследствие пластического растяжения, которому способствовал разогрев коры со стороны аномальной мантии, поднимающейся с больших глубин [Очерки..., 1977]. В сложном механизме пластических деформаций, в частности, образования «шейки» растяжения существенное значение имеют микросмещения тонких пластинок вещества вдоль поверхностей концентрации максимальных касательных напряжений. Такие смещения сопровождаются некоторым поворотом пластинок и увеличением угла скалывания. Эти данные подтверждают реальность представления о том, что под Байкальской рифтовой зоной переход от хрупких деформаций в верхней части коры к пластическим в нижней сопровождается выполаживанием сместителей разрывов.

Разрывные нарушения имеют основное значение в образовании анизотропии докайнозойского субстрата и усложнении его структуры. Современный денудационный срез вскрывает глубокие структурные уровни разломов докайнозойской активизации, на которых образование разрывов сопровождалось пликативными деформациями. Сбросы неоген-четвертичной активизации в подавляющем большинстве случаев наследуют более древние дизъюнктивы, приобретая ориентировку и форму выполаживающихся с глубиной поверхностей скольжения.

Изучение кинематики разрывных дислокаций и новейшей структуры показывает, что механизм расширения Средне-Байкальской котловины осуществляется путем последовательного опускания продольных блоков вдоль северо-западного побережья и сокращения поперечно-диагональной перемычки. При этом большое значение в образовании современной морфоструктуры имел перекосящий тектонических блоков, обусловленный смещениями их по выполаживающимся поверхностям сместителей.

ЛИТЕРАТУРА

- Волин А. В. О глыбовом строении современных горных областей. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 312—342.
- Геттнер Т. М. Моделирование трещин скальвания в условиях больших деформаций. — Вестник МГУ, 1970, № 4, с. 81—88.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья/Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А. и др. М., Наука, 1966. 230 с.
- Замарев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 248 с.
- Замарев С. М. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1975. 185 с.
- Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., Наука, 1968. 246 с.
- Логачев Н. А., Галкин В. И., Голдырев Г. С. Саяно-Байкальское становое нагорье. — В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974, с. 16—162.
- Лут Б. Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал. Новосибирск, Наука, 1978. 211 с.
- Морозов Ю. А. Особенности строения и тектонических деформаций древних толщ в связи с метаморфизмом. Автореф. канд. дис. М., 1978. 18 с.
- Обручев В. А. Положение и происхождение впадины оз. Байкал. — Тр. Иркутского ун-та. Сер. геол. 1953, т. 9, вып. 1-2, с. 8—25.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977. 153 с.
- Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М., Изд-во АН СССР, 1955. 203 с.
- Плешанов С. П., Ромазина А. А. Основные этапы формирования рельефа Приольхонья. — Геоморфология, 1975, № 4, с. 85—89.
- Плешанов С. П., Чернов Ю. А. О роли разрывных нарушений в геологической структуре Приольхонья. — Тр. Иркутского политех. ин-та. Сер. геол. 1968, вып. 42, с. 22—27.
- Плешанов С. П., Чернов Ю. А. О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений с разломами докембрийского заложения. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1971, с. 51—55.
- Солоненко В. П., Хромовских В. С. Детальное сейсмическое районирование отдельных территорий Приольхонья. — В кн.: Сейсмогеология и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., Наука, 1968, с. 172—177.
- Суворов А. И. Структурные динамопары и региональная механика литосферы. — В кн.: Механика литосферы. М., ВСЕГЕИ, 1974, с. 46—48.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н. А., Галкин В. И. Живые сбросы на западном побережье Байкала. — Изв. Вост.-Сиб. отд. географ. о-ва СССР, 1966, т. 65, с. 73—81.
- Хренов П. М., Демин А. Н., Таскин А. П. и др. Скрытые поперечные разломы Байкальской рифтовой системы. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 99—104.
- Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., Наука, 1965. 121 с.
- Шерман С. И. Приморский разлом (Западное Прибайкалье). — В кн.: Информационный бюллетень Института земной коры СО АН СССР (1967—1968). Иркутск, 1970, с. 46—49.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 101 с.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ *

В основе количественной оценки неотектонических движений лежат статистические методы анализа новейшей структуры земной коры. Методы, по которым в настоящее время составляется неотектоническая карта как схематическая модель новейшей структуры, не всегда могут быть использованы для количественного анализа новейших движений. Поэтому прежде чем приступить к описанию вертикальных и горизонтальных движений коры в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), мы попытаемся обосновать наиболее приемлемую методику составления неотектонической карты и оценить пригодность ее для дальнейшей статистической обработки с целью оценки движений коры.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И СТРУКТУР

Неотектонические структуры в настоящее время изучаются с помощью различных методов анализа рельефа земной поверхности. Среди них наиболее распространены: анализ деформаций уровней выровненных поверхностей, обобщенной вершинной поверхности, и анализ осредненного рельефа.

Метод анализа деформаций и уровней выровненных поверхностей. На базе метода составлена серия неотектонических карт различных масштабов, в числе их Карта новейшей тектоники СССР (1959), региональные карты СССР [Атлас Иркутской области, 1962], неотектоническая карта Забайкалья [Атлас Забайкалья, 1967] и многие другие. Недостатки принятого методического подхода заключаются прежде всего в неоднозначности трактовки возраста исходной выровненной поверхности и неравномерности распределения фрагментов этой поверхности по территории. В дополнение заметим, что в ряде случаев не всегда хорошо известна исходная высота выровненной поверхности, степень ее первоначальной расчлененности и относительные превышения. Именно эти моменты не позволяют нам однозначно определять амплитуды новейших перемещений.

Метод анализа обобщенной вершинной поверхности, в сущности, сводится к грубой генерализации рельефа и не пригоден для количественного анализа неотектонических движений. С помощью этого метода мы можем выявлять лишь структуры второго порядка (если принять континент за структуру первого порядка), теряя при этом более мелкие, но не менее важные структурные формы.

Карты, составленные с применением перечисленных методов, чаще приемлемы как обзорные динамические или статические модели новейшей структуры, но для количественного анализа использоваться не могут.

Метод анализа осредненного рельефа сводится к осреднению гипсометрических высот рельефа с помощью «скользящего окна» и оказывается наиболее приемлемым при количественном анализе неотектонических движений. При осреднении величина средней высоты рельефа относится к центру «окна», что, в свою очередь, приводит к некоторому искажению плановой рисовки новейшей структуры, но этот недостаток легко устраним. Преимущества метода заключаются в том, что при широком использовании геологических данных, на основе которых уточняется возраст рельефа, информация с единицы площади по всей исследуемой территории равномерная, что открывает дополнительные возможности применения статистических методов исследований.

* Публикуется в порядке дискуссии. *Прим. ред.*

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Метод осреднения рельефа для выявления и анализа новейшей структуры являлся основным при составлении неотектонической карты. Представим себе рельеф во всей его совокупности в виде некоторого слоя, который предлагается именовать экзогенно-активным и анализировать его поведение в различных геодинамических обстановках условно, как обычного геологического пласта. В данном случае нас не будут интересовать мелкие элементы внутреннего строения этого слоя.

Под экзогенно-активным слоем мы будем понимать совокупность всех элементарных форм рельефа, заключенных между вершинной и базисной поверхностями, являющимися естественными его ограничениями, или, другими словами, его кровлей и подошвой соответственно. В такой трактовке мощность экзогенно-активного слоя не может считаться полной, так как в него необходимо включать и тот слой, располагающийся ниже базисной поверхности, в пределах которого сказывается влияние подземных вод. Но, к сожалению, учесть этот горизонт в составе слоя повсеместно оказывается невозможным из-за недостатка соответствующих данных. Поэтому, приняв за нижнее ограничение слоя базисную поверхность, мы допускаем некоторую неточность, однако получаем возможность широкого использования в практике такой таксономической единицы, как экзогенно-активный слой, что открывает новые возможности анализа новейшей тектоники. Следует рассмотреть, как ведет себя этот необычный слой в областях с различным характером проявления кайнозойских тектонических движений.

На платформах (рис. 1), где неотектонические движения проявились очень слабо, экзогенно-активный слой на обширных территориях обладает сравнительно выдержанной мощностью и почти не несет на себе следов изгибовых деформаций.

В областях активного горообразования мощность слоя постепенно возрастает от предгорий к внутренним частям горных массивов с одновременными изгибовыми деформациями, амплитуда которых также возрастает от периферии к оси горного пояса.

В областях, затронутых рифтогенными процессами, экзогенно-активный слой ведет себя крайне невыдержанно и наряду со складчатыми деформациями испытывает резкие перепады мощности в соотношении примерно 1 : 10. Причем максимальная мощность слоя наблюдается в районах, испытавших устойчивые движения, различные по знаку; в районах, активно воздымающихся, она оказывается значительно меньшей.

Причиной колебания мощности экзогенно-активного слоя являются тектонические движения, интенсивность которых не всегда может быть скомпенсирована экзогенными процессами. Так, в областях с малой интенсивностью неотектонических движений речная сеть успевает прорезать формирующееся поднятие или загружать впадину и, таким образом, компенсировать новейшие движения. Это приводит к выдержанности экзогенно-активного слоя. В областях же активного горообразования и рифтогенеза система оказывается полностью выведенной из равновесия, речная сеть не успевает компенсировать тектонические движения, и мы наблюдаем резкие деформации слоя на сравнительно коротких расстояниях. Анализ экзогенно-активного слоя вполне приемлем для выявления неотектонических структур. Рассмотрение новейшей структуры как складчатой весьма удобно при расчетах относительного показателя скорости вертикальных неотектонических движений и, если учесть вклад разрывной и пластической деформаций в формирование структуры БРЗ, не противоречит геологическим данным [Замараев С. М. и др., 1979].

В данном случае целесообразно анализировать некоторую срединную поверхность слоя, располагающуюся между его кровлей и подошвой.

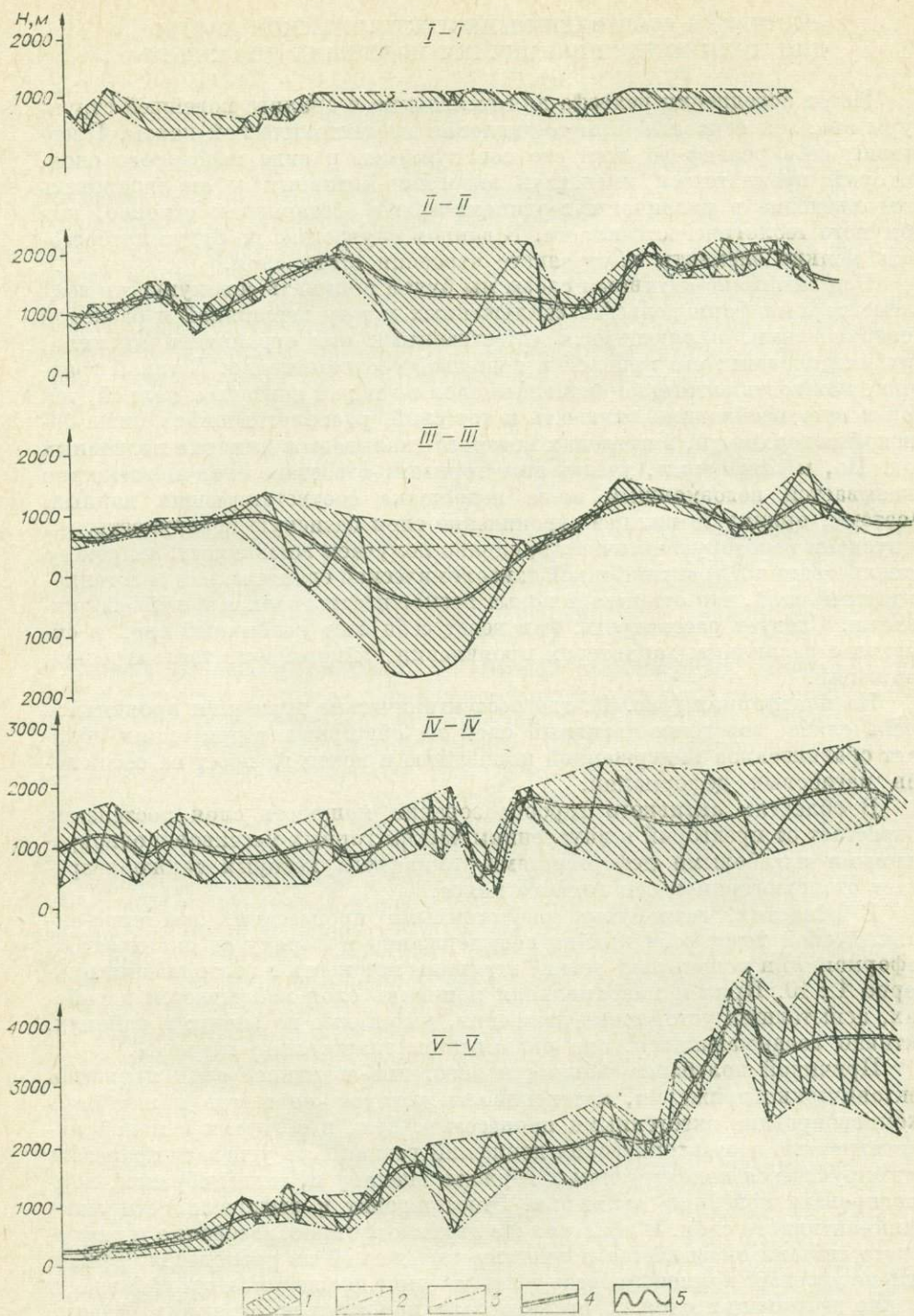


Рис. 1. Характерные особенности поведения экзогенно-активного слоя в различных геодинамических областях:

I—I — платформенной; II—II и III—III — рифтовой; IV—IV — и V—V — активного горообразования.

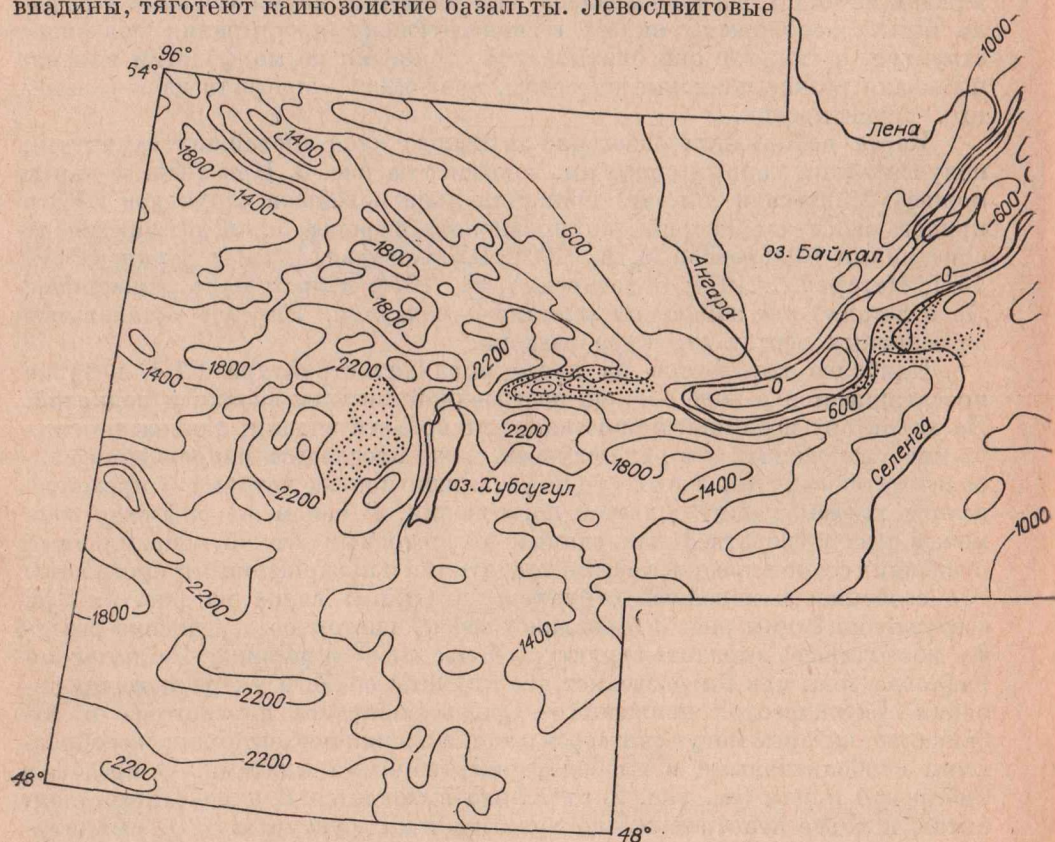
1 — экзогенно-активный слой; 2 — кровля слоя; 3 — подошва слоя; 4 — срединная поверхность слоя; 5 — контур современного рельефа земной поверхности.

Операции по осреднению проводятся не с помощью «скользящего окна», а с помощью геоморфологического профилирования. Получаемые числовые характеристики относятся не к центру элементарной ячейки, а располагаются непосредственно на своем месте по профилю. При этом отсутствуют плановые искажения на карте и повышается точность картирования структур, что в конечном счете увеличивает точность дальнейших статистических вычислений. Исползованные приемы напоминают метод графического осреднения сложных синусоид [Одесский И. А., 1972], но используются в приложении к анализу новейшей структуры. Рельеф земной поверхности рассматривается как серия наложенных друг на друга синусоид различных порядков и различного генезиса. Последовательное многократное графическое осреднение позволяет сначала снять «экзогенную» синусоиду и получить новейшую структуру высшего порядка, а затем с помощью повторных сглаживаний получать структуры более низких порядков. В нашем случае было сделано только одно графическое осреднение, позволившее снять «экзогенную» синусоиду и получить реально существующую новейшую структуру. Набор числовых характеристик производился по профилям, расположенным друг от друга на расстояниях примерно 45—50 км с шагом по профилю 10 км. Выбор расстояния между профилями диктовался максимальной мощностью земной коры, а шаг по профилю выбирался в соответствии с размером основных структур, чтобы каждая из них характеризовалась, как минимум, двумя точками. Профили были расположены вкрест господствующего простирания новейших структур, а там, где они оказывались сложными по морфологии или испытывали резкие плановые перегибы, проводились профили двух различных ориентировок.

Карта деформации экзогенно-активного слоя (новейших структур), полученная описанным способом, показана на рис. 2. При анализе карты можно убедиться в том, что принципиально новейшая структура БРЗ и прилегающих территорий, по сравнению с ранее приводившимися ее описаниями [Флоренсов Н. А., 1960; Плоскогорья..., 1971; Зорин Ю. А., 1971; Нагорья..., 1974; Золотарев А. Г., 1974; и др.], мало изменилась. Но в деталях эти изменения все-таки намечаются. Вкратце остановимся на основных чертах структур региона.

Наиболее контрастно на карте выглядит структура БРЗ, которая прослеживается в виде сложно построенной системы впадин и поднятий. По характеру изолиний можно наметить области впадин, наиболее активно погружающиеся, и в ряде случаев даже проследить направления наиболее активных разрывных структур, ориентировка которых и предопределила конфигурацию областей погружения. В целом же рифтовая зона может рассматриваться как единый рифтогенный желоб, обрамленный с внешних сторон предрифтовыми поднятиями и предрифтовыми прогибами. Эта особенность новейшей структуры отчетливо видна на рис. 3. При составлении схемы рис. 3 было произведено повторное осреднение рельефа, позволившее выделить структуры более низкого порядка. Байкальская рифтовая зона как бы разделяет две крупные области умеренного проявления тектонических движений — Средне-Сибирское плоскогорье и Забайкалье, которые могут считаться с точки зрения неотектоники своеобразными слабоактивными и слабodeформированными плитами. В пределах Сибирской плиты (см. рис. 2) отчетливо выделяется Верхне-Ленское поднятие, которое непосредственно примыкает к структурам БРЗ. Амплитуды вертикальных движений здесь невелики и не превышают 500—600 м. В пределах Забайкальской плиты наблюдается серия сложных по конфигурации в плане поднятий, разобценных сравнительно широкими, слабodeформированными полями. Поднятия огибаются впадинами, зародившимися в мезозое и активизированными в позднем кайнозое. Судя по характеру сочетания впадин и поднятий, новейшая структура Забайкалья почти полностью повторяет структурный план предшествовавшего мезозойского цикла активизации.

На юго-западе между Сибирской плитой и БРЗ вклиниваются новейшие структуры Восточного Саяна. Они представляют собой серию узких новейших синклиналильных и антиклиналильных складок северо-западного простирания, деформированных структурами субширотной ориентировки. Здесь наблюдается закономерное возрастание амплитуд новейших движений от периферии к продольной оси Восточно-Саянского поднятия. Его северо-восточный склон более крутой и короткий, чем склон, обращенный к районам Восточной Тувы. Свообразны Окинская и Тоджинская котловины, располагающиеся между поднятиями Восточного Саяна и хр. Академика Обручева и Тункинскими Альпами, которые могут рассматриваться как широтные ответвления Восточного Саяна. Обе эти структуры имеют овалыные очертания в плане и представляют собой изометричные впадины на фоне общего поднятия обрамляющих структур (рис. 4). Ограничивающие их краевые разломы имеют дугообразную форму и несут следы левосдвиговых движений, отмечавшихся ранее [Гроссвальд М. Г., 1965]. Наличие сдвиговых перемещений подтверждается и своеобразными изгибами речных долин на склоне горного обрамления впадин. К разломам, ограничивающим эти впадины, тяготеют кайнозойские базальты. Левосдвиговые



перемещения по периметру этих структур позволяют предположить, что Тоджинская и Окинская впадины как бы поворачиваются вокруг оси по часовой стрелке, что сопровождается их сравнительно медленными на фоне обрамляющих поднятий вертикальными движениями.

На северо-востоке непосредственно к структурам рифтовой зоны при-

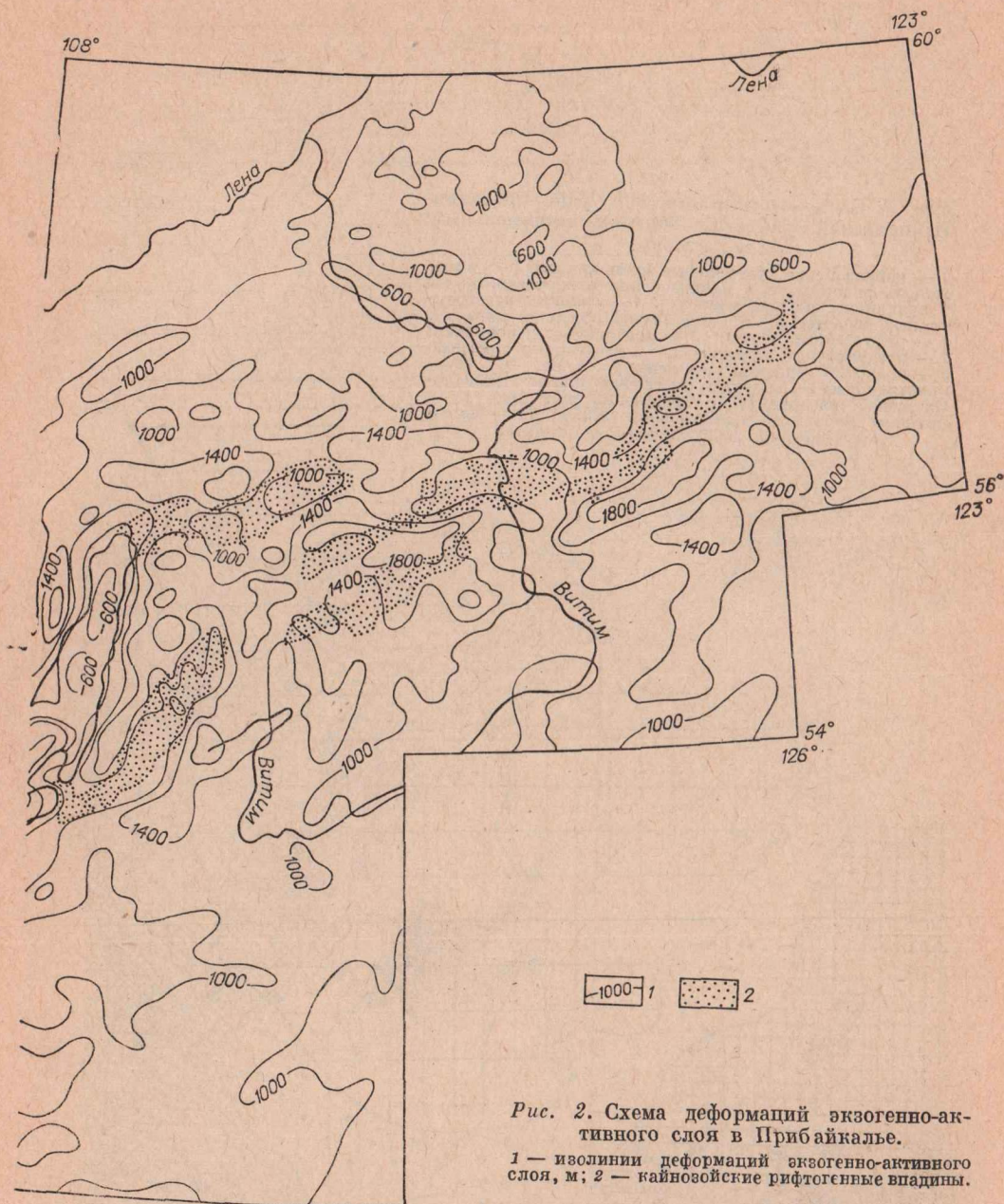


Рис. 2. Схема деформаций экзогенно-активного слоя в Прибайкалье.
1 — изолинии деформаций экзогенно-активного слоя, м; 2 — кайнозойские рифтогенные впадины.

мыкают структуры Байкало-Патомского нагорья. В его пределах выделяются два крупных неструктурных элемента: Северо-Байкальское и Витимо-Патомское поднятия, разделенные узкой депрессией, именуемой Мамско-Бодайбинско-Жуинской. В настоящее время наиболее активно развивается лишь та ее часть, которая располагается вдоль долин рек Витима и Жуи. На западе Байкало-Патомское нагорье через флексуобразный перегиб, осложненный разломами, сочленяется с Сибирской плитой. У подошвы флексуры распространены мощные плейстоценовые отложения, образующие своеобразный «предгорный шлейф», упирающийся на юго-востоке во впадины Предбайкальского прогиба.

Более детальный анализ новейшей структуры Прибайкалья, выявленной методом анализа деформаций экзогенно-активного слоя, позволяет сделать заключение о том, что полученная структура несет в себе богатую

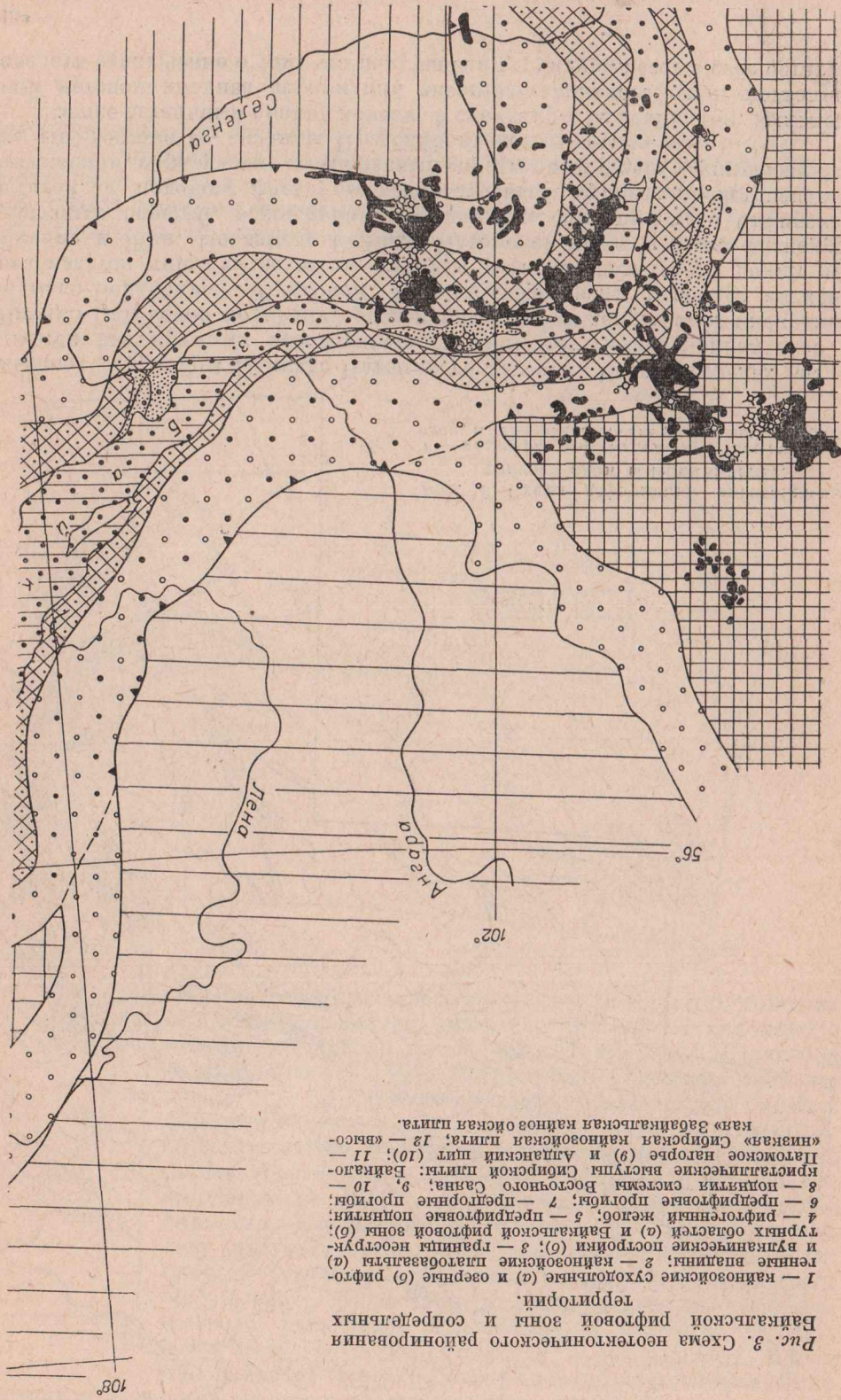
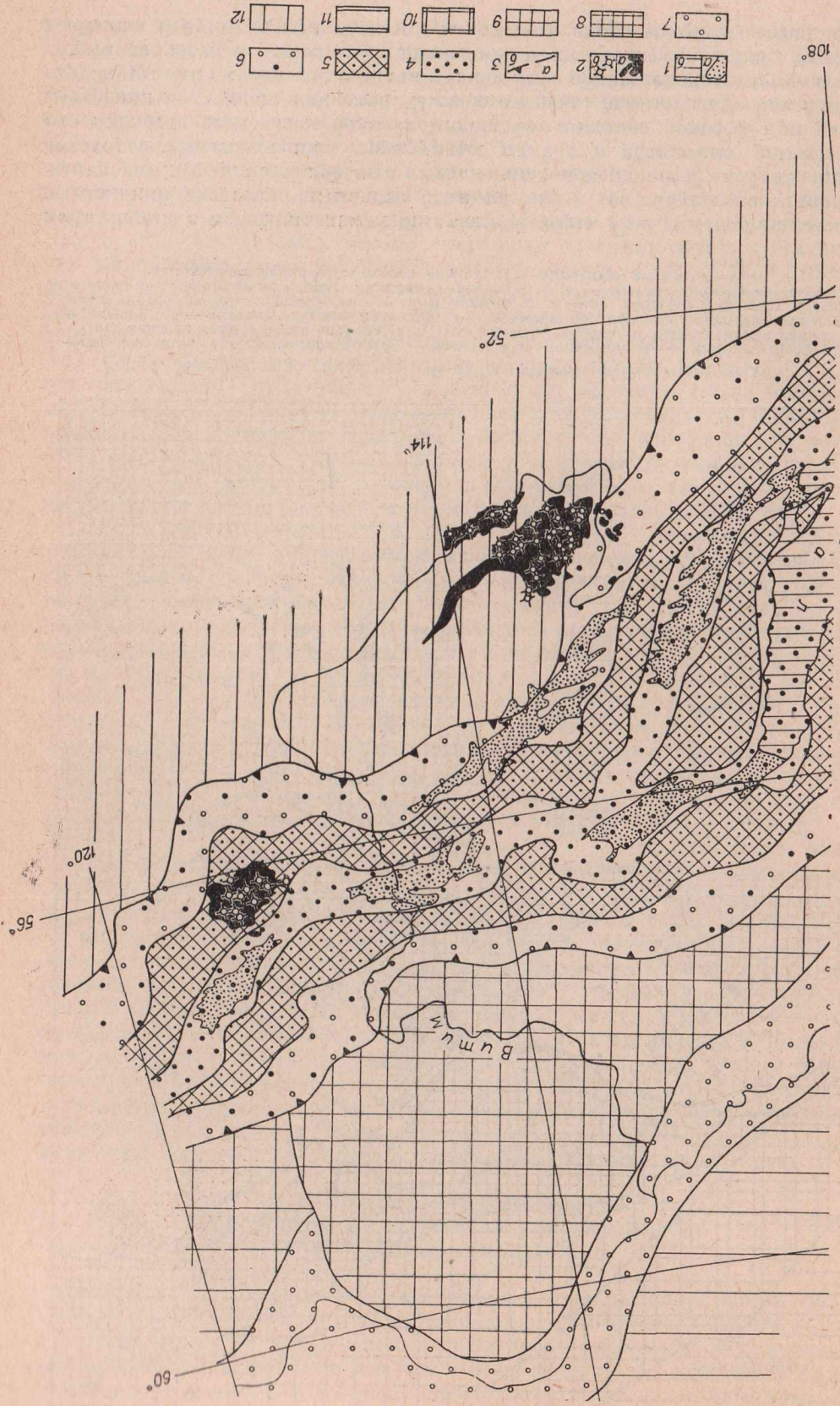


Рис. 3. Схема неотектонического районирования Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.

1 — кайнозойские суходольные (а) и озёрные (б) рифтогенные впадины; 2 — кайнозойские платообразия (а) и вулканические постройки (б); 3 — границы неоструктурных областей (а) и Байкальской рифтовой зоны (б); 4 — рифтогенный желоб; 5 — предрифтовые поднятия; 6 — предрифтовые прогибы; 7 — предрифтовые прогибы; 8 — поднятия системы Восточного Саяна; 9, 10 — кристаллические выступы Сибирской плиты; Байкало-Латомское нагорье (9) и Андланский шит (10); 11 — «низкая» Сибирская кайнозойская плита; 12 — «высокая» Забайкальская кайнозойская плита.

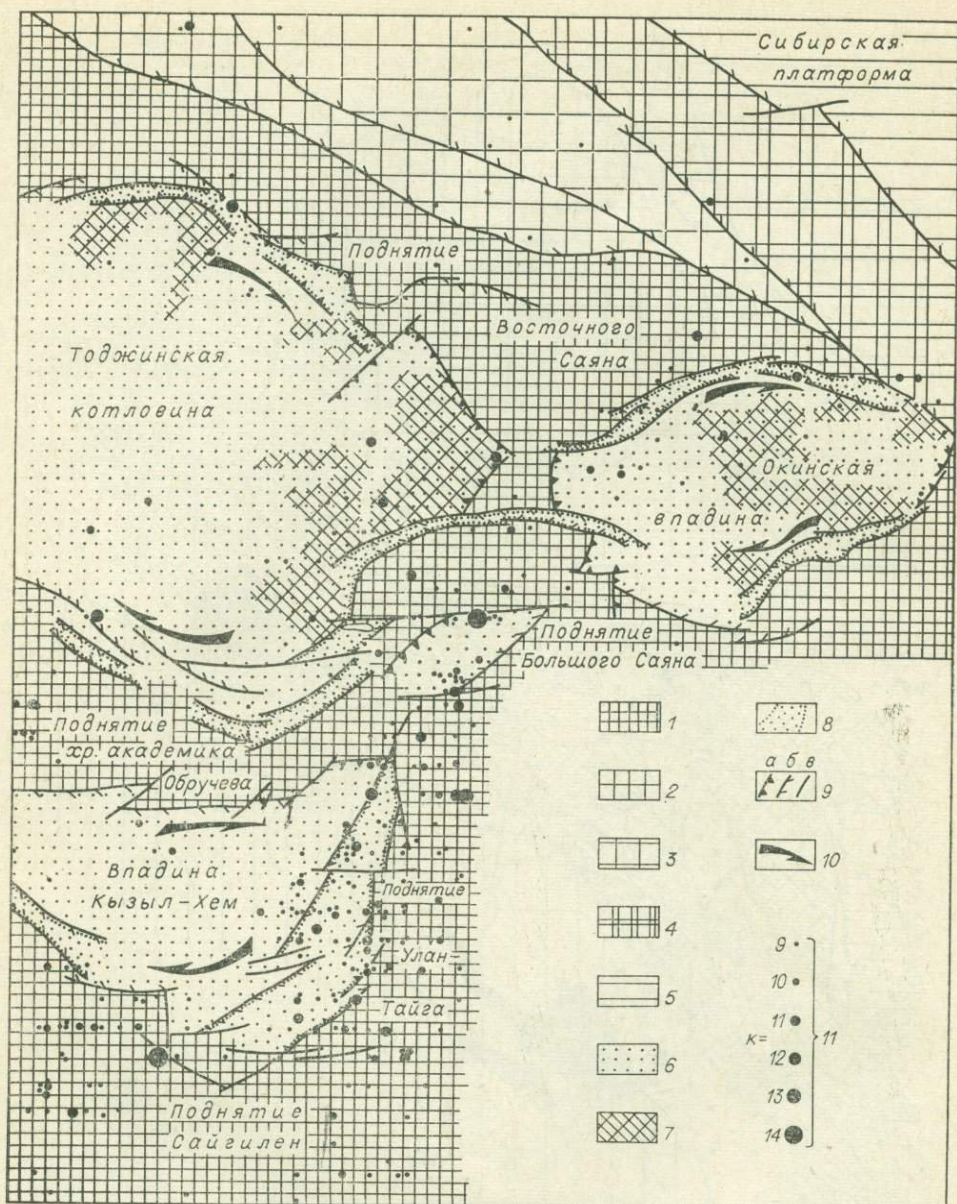


Рис. 4. Неотектоническая схема района Тоджинской и Окинской впадин.

1 — высокогорные, 2 — среднегорные и 3 — низкогорные поднятия; 4 — поднятия предгорий; 5 — Предсаянская кайнозойская впадина; 6 — Тоджинская, Окинская и Кызылхемская кайнозойские впадины; 7 — внутривпадинные поднятия; 8 — наиболее погруженные части впадины; 9 — разломы сбросового (а), сдвиго-сбросового (б) и сдвигового (в) типов (штрихи в сторону опущенного блока и по направлению горизонтального перемещения); 10 — главное направление горизонтального смещения вдоль бортов впадин; 11 — эпицентры землетрясений.

информацию о новейших движениях земной коры. При наложении схемы деформаций экзогенно-активного слоя на карту, составленную методом выявления деформаций древних выровненных поверхностей, наблюдается некоторое несогласование структурных планов в различных регионах. Это является следствием более комплексного анализа рельефа при рассмотрении последнего как слоя. В свою очередь, рассмотрение новейшей структуры как складчатой в значительной мере облегчает вычисление градиента скорости вертикальных движений, о котором речь пойдет ниже. Блоковая структура при расчетах показателя скорости оказывается не-

удобной и не исключает субъективизма оценок и неточностей, закладываемых в процессе составления карты методом выявления деформаций выровненных поверхностей с учетом разломной тектоники. Карты этого типа могут рассматриваться только как статические модели новейшей структуры и при кинематических построениях оказываются неприемлемыми.

О СКОРОСТЯХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Построенная карта неотектоники, на которой новейшая структура БРЗ рассматривается как складчатая, послужила основой для вычисления относительного показателя средней скорости вертикальных неотектонических движений земной коры. Для расчета последней было необходимо знать возраст формирования экзогенно-активного слоя, т. е. промежутков времени, в течение которого происходили его деформации, отражающиеся через резкие перегибы и колебания мощности слоя. Вероятно, что в период длительного тектонического покоя, характеризовавшегося преобладанием или примерным равновесием экзо- и эндогенных процессов, мощность экзогенно-активного слоя была выдержанной, а его складчатые деформации не были проявлены. По данным геологических исследований, в пределах БРЗ и прилегающих с севера и северо-запада территорий возраст рельефа определяется промежутком времени с конца эоцена до голоцена включительно.

Данные о возрасте рельефа рассматриваемой территории приводятся во многих работах [Плоскогорья..., 1971; Структура..., 1976; Золотарев А. Г., 1974; Нагорья..., 1974; Флоренсов Н. А., 1960; и др.]. Возраст рельефа Забайкалья оценивается примерно в 10—12 млн. лет. Неотектонические деформации в БРЗ начали проявляться уже в олигоцене и продолжают в настоящее время, о чем свидетельствуют высокоточные геодезические измерения [Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., 1977; Есиков И. П., Панкрушин В. К., 1969; и др.]. Отсюда мы можем оценить продолжительность неотектонической активизации этой территории примерно в 35 млн. лет. Таким образом, мы имеем достаточно надежные цифры для расчета относительного показателя скорости вертикальных неотектонических движений в Байкальской рифтовой зоне и прилегающем пространстве.

Для характеристики средних скоростей вертикальных движений мы использовали их относительный показатель — градиент скорости. Этот показатель был введен М. В. Гзовским и другими (1959) и, в сущности, отражает изменение угла наклона поверхности во времени под действием вертикальных тектонических движений. Этот методический прием имеет широкое распространение [Григорьев А. С. и др., 1979]. В частности, для БРЗ С. В. Ласточкиным (1975, 1978) была составлена карта среднего градиента вертикальных тектонических движений. Учитывая специфику движений рельефа и новейшей структуры БРЗ, расчет градиента скорости вертикальных движений произведен по карте (см. рис. 2). Значение величины $|\text{grad } V|_m$, а также другие параметры, использованные при анализе неотектонических движений, определялись по палетке с диаметром 50 км. Размер палетки был выбран в соответствии с данными о мощности земной коры в исследуемом регионе, а полученные величины характеризовали глубинные движения коры Прибайкалья.

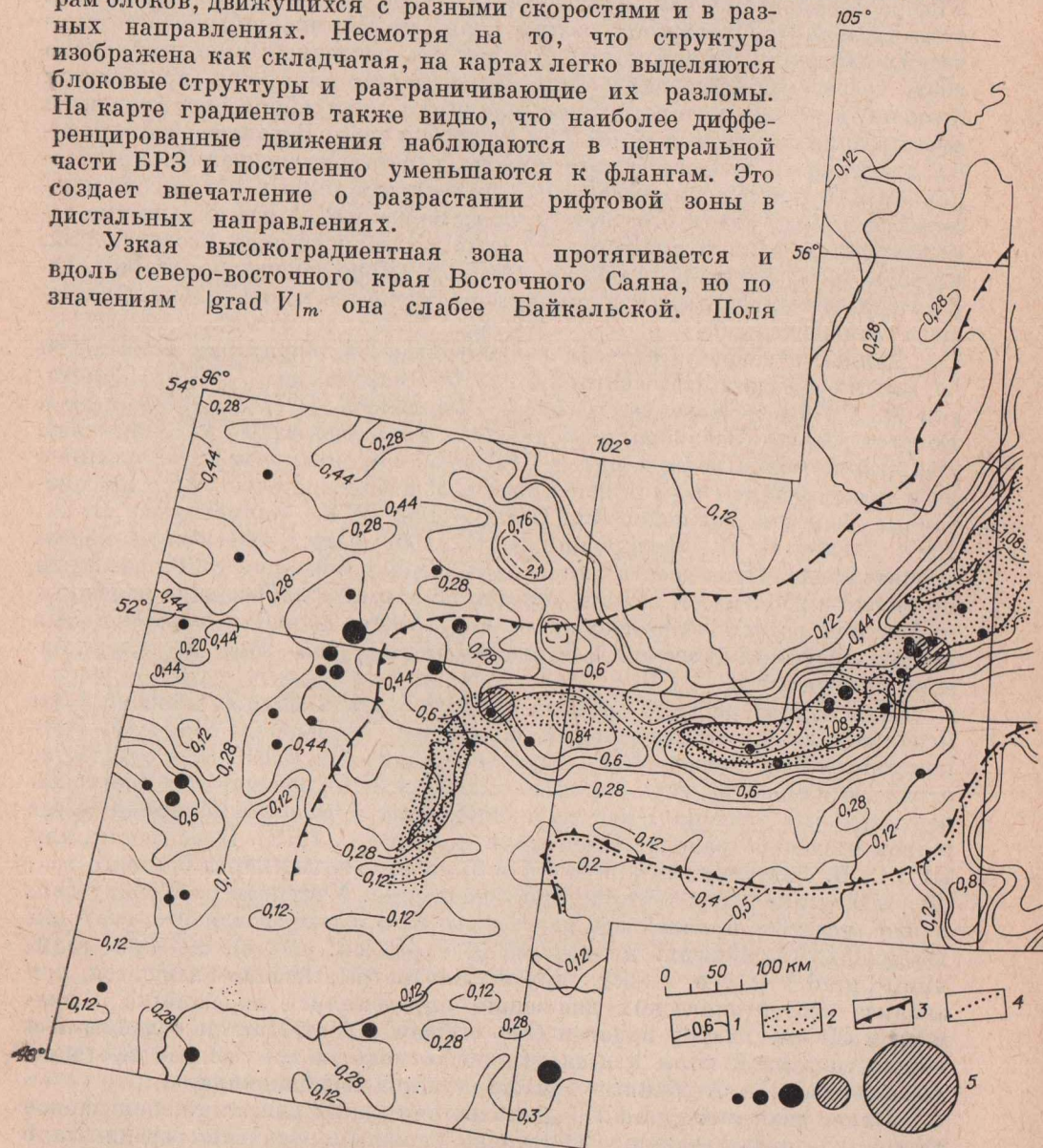
Поле значений $|\text{grad } V|_m$ неотектонических движений, показанное на рис. 5, представляется достаточно сложным. Значения градиента в центральной части рифтовой зоны, включающей Байкальскую впадину, меняются в пределах $1,0—1,08 \times 10^{-9}$ год⁻¹ и распадаются на пять обособленных максимумов. В Тункинской и Баргузинской впадинах значения градиента снижаются до $0,76 \times 10^{-9}$ год⁻¹, далее на северо-восток, в районе

Верхне-Ангарской, Муйской и Чарской впадин, градиент уменьшается до $0,52-0,6 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$ и самые маленькие значения принимает в районе впадины оз. Хубсугул (Косогол). Причины различий в значениях градиента скорости вертикальных движений кроются как в особенностях эволюции самой рифтовой зоны, так и в особенностях поверхностной и глубинной структуры земной коры в различных ее частях.

Неоднородность поля скоростей вертикальных движений наблюдается и вкрест простирания рифтовой зоны. Она сопровождается снижением значений градиента от максимальных до $0,12 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$.

При детальном анализе карт градиентов и осредненного рельефа напрашивается вывод о том, что в целом БРЗ состоит из разных по размерам блоков, движущихся с разными скоростями и в разных направлениях. Несмотря на то, что структура изображена как складчатая, на картах легко выделяются блоковые структуры и разграничивающие их разломы. На карте градиентов также видно, что наиболее дифференцированные движения наблюдаются в центральной части БРЗ и постепенно уменьшаются к флангам. Это создает впечатление о разрастании рифтовой зоны в дистальных направлениях.

Узкая высокоградиентная зона протягивается и вдоль северо-восточного края Восточного Саяна, но по значениям $|\text{grad } V|_m$ она слабее Байкальской. Поля



градиентов, характеризующие Сибирскую платформу и Байкало-Патомское нагорье, почти не отличаются друг от друга, и оба эти региона в новейшей структуре представляют собой единое целое с той лишь разницей, что в Байкало-Патомском нагорье $|\text{grad } V|_m$ принимает несколько боль-

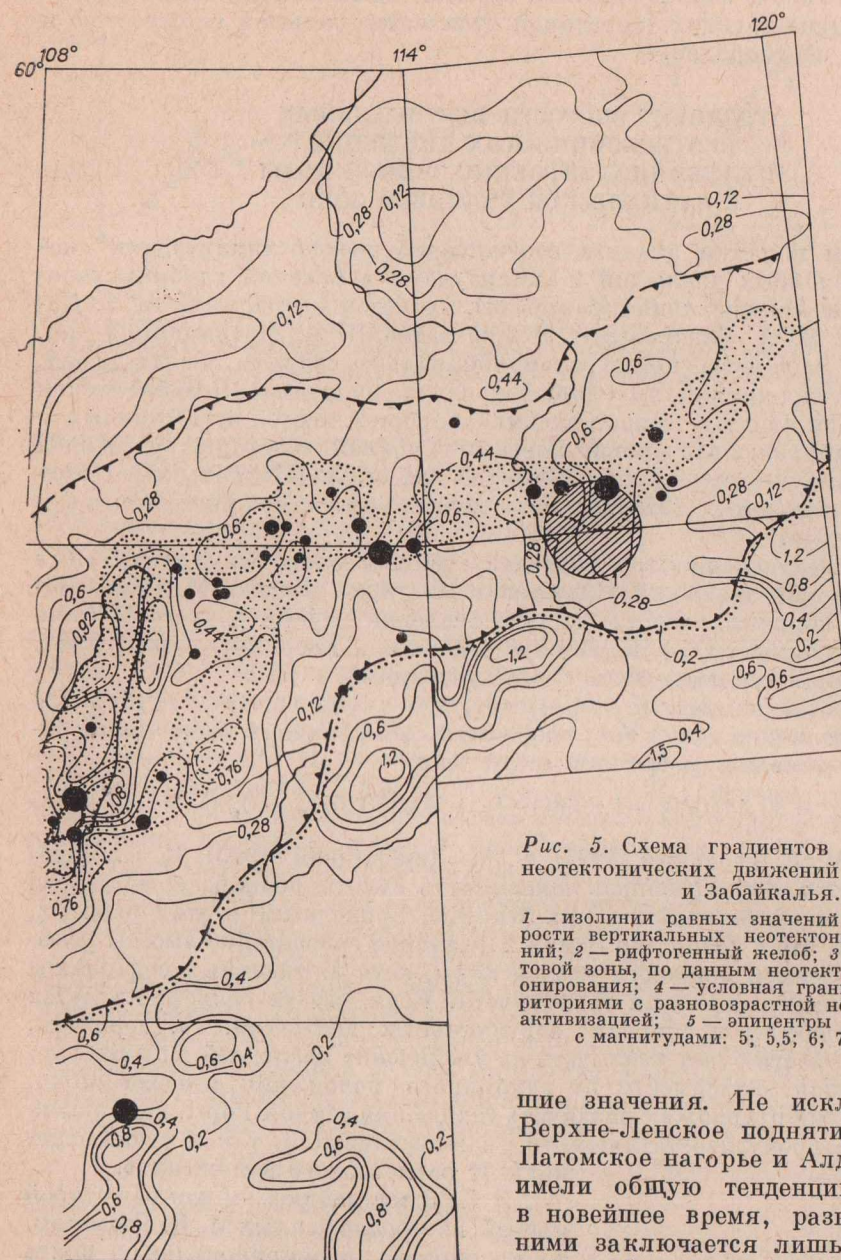


Рис. 5. Схема градиентов вертикальных неотектонических движений Прибайкалья и Забайкалья.

1 — изолинии равных значений градиента скорости вертикальных неотектонических движений; 2 — рифтовый желоб; 3 — граница рифтовой зоны, по данным неотектонического районирования; 4 — условная граница между территориями с разновозрастной неотектонической активизацией; 5 — эпицентры землетрясений с магнитудами: 5; 5,5; 6; 7; 7,5—7,9.

шие значения. Не исключено, что Верхне-Ленское поднятие, Байкало-Патомское нагорье и Алдаский щит имели общую тенденцию развития в новейшее время, разница между ними заключается лишь в различной глубине эрозивного среза.

В значительной мере от Сибирской платформы по характеру поля скоростей вертикальных неотектонических движений отличается Забайкалье. Его характерной особенностью является то, что максимальные значения градиентов группируются в замкнутые кольцевые и дуговые системы на фоне относительно низких значений $|\text{grad } V|_m$. Такая форма максимумов вертикальных движений не может быть обусловлена простым дифференцированным подъемом блоковых структур. Подобные формы могут возникать на фоне поднимающихся, предположим, гранитоидных массивов. Подобные примеры описаны в литературе [Лишевский Э. Н., 1965; Сваричевская З. А., и др., 1966, 1975; Скублова Н. В., Зейлин Б. С., 1969; Файф У., 1972; Леонтьев А. Н., Диденко М. И., 1973; Турутанов Е. Х., 1979].

Таким образом, поле градиентов вертикальных тектонических движений БРЗ и прилегающих территорий отличается большой сложностью и генетически неоднородно.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Известны попытки анализа соотношений между амплитудами скоростей современных движений и амплитудами изменений глубины залегания раздела Мохоровичича (раздел М), проведенного сначала А. Т. Донобедовым и В. А. Сидоровым (1968), а затем В. А. Магницким и др. (1973). Оба параметра прямо пропорционально связаны между собой, график имеет вид прямой, выходящей из начала координат. В Байкальской рифтовой зоне сходные сопоставления скоростей неоген-четвертичных и современных движений земной коры с глубиной залегания раздела М были выполнены сотрудниками ИГиГ СО АН СССР [Байкальский геодинамический полигон..., 1970]. Была отмечена обратная зависимость между параметрами.

Мы попытались прокоррелировать градиент скорости вертикальных неотектонических движений с глубиной залегания раздела М. Используемые для корреляционного анализа значения глубин раздела М были получены по данным ГСЗ [Глубинное сейсмическое зондирование, 1975] и по результатам наблюдений за землетрясениями в БРЗ.

Зависимость на рис. 6 показывает, что с уменьшением глубин H_M раздела М величина $|\text{grad } V|_m$ возрастает, коэффициент корреляции равен 0,84, уравнение регрессии имеет вид

$$|\text{grad } V|_{m, \text{ км}} = 30,441069 \cdot 10^{-9} - 1,839937 H_M + 0,037629 H_M^2 - 0,000257 H_M^3. \quad (4)$$

Ранее М. В. Гзовским (1975), Р. М. Деменицкой (1975), П. С. Вороновым (1968) анализировалась зависимость высоты рельефа поверхности Земли от мощности земной коры. Кривые, приводимые в этих работах, показывают, что в целом для Земли характерно возрастание высоты рельефа с увеличением мощности земной коры, хотя в отдельных регионах и отмечается нарушение этой зависимости. Если высота рельефа является функцией времени и скорости вертикальных движений, то, вероятно, и кривая скорости будет указывать на увеличение последней в прямо пропорциональной зависимости от глубинного положения раздела Мохо. М. В. Гзовский предложил различать «движения земной коры, направленные как в сторону изостатического уравнивания, так и удаляющих кору от равновесного положения».

В БРЗ мы наблюдаем как раз второй случай из предложенных М. В. Гзовским, т. е. обратно пропорциональная связь между $|\text{grad } V|_m$ и H_M свидетельствует о том, что земная кора в этом регионе выведена из состояния изостатического равновесия и аномальна в своем поведении по

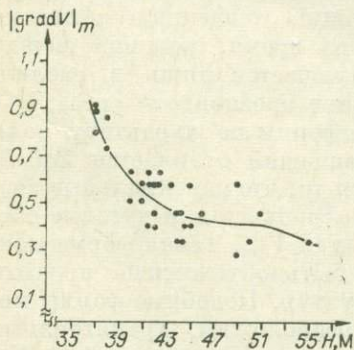


Рис. 6. Зависимость величины градиента скорости вертикальных неотектонических движений от мощности земной коры в Байкальской рифтовой зоне.

* Здесь и далее постоянные множители при $|\text{grad } V|_m$ и q , соответственно равные 10^{-9} и 10^{-6} , в уравнениях опущены.

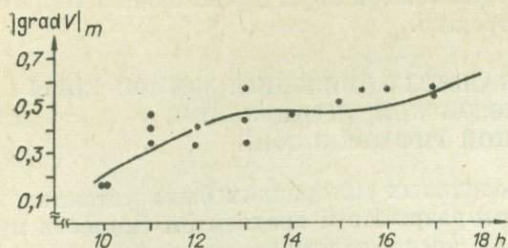


Рис. 7. Зависимость величины градиента скорости вертикальных тектонических движений от глубинного положения кровли корового волновода на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны.

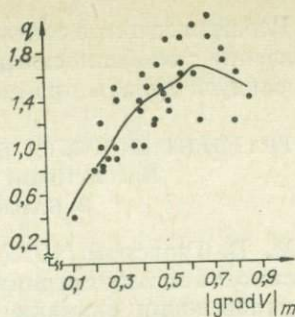


Рис. 8. Зависимость величины теплового потока от градиента скорости вертикальных неотектонических движений в Байкальской рифтовой зоне.

отношению к прилегающим регионам. Отметим, что на Сибирской платформе связь между $|\text{grad } V|_m$ и H_m обратная наблюдаемой в БРЗ. Нарушение изостатического равновесия обусловлено появлением под корой БРЗ линзы аномальной мантии [Рогожина В. А., 1977; Очерки..., 1977]. Вероятно, всплытие и растекание под корой аномальной мантии вызывает нарушение изостатического равновесия, которое компенсируется вертикальными и горизонтальными движениями и формированием соответствующих структур на поверхности Земли. Ю. А. Зорин считает, что это нарушение равновесия невелико, и для его компенсации необходимо, чтобы Байкальский свод «подрос» примерно на 150 м [Очерки..., 1977].

Кроме раздела М, в земной коре БРЗ с помощью глубинных сейсмических зондирований выделяется так называемый коровый волновод. По данным исследований ВГТ и ИГиГ СО АН СССР [Ткаченко В. В. и др., 1979], это зона пониженных скоростей прохождения упругих волн, располагающаяся на глубинах 10—17 км. Мощность слоя колеблется от 3 до 7 км. Слой интерпретируется как зона частичного плавления вещества. Мы не будем касаться его качественной природы*, а лишь отметим, что существование такой зоны, вероятно, возможно только при определенных *РТ*-условиях. Отсюда можно предположить, что коровый волновод, находясь достаточно близко к земной поверхности, может оказывать некоторое влияние на формирование неотектонических структур. Тогда следует ожидать, что градиент скорости вертикальных движений может быть взаимосвязан с глубиной залегания кровли волновода. На рис. 7 иллюстрируется соотношение этих величин. Их взаимосвязь описывается уравнением регрессии (коэффициент корреляции равен 0,87):

$$|\text{grad } V|_m = 1,6255 h - 0,1122 h^2 + 0,0026 h^3 - 7,4394, \quad (2)$$

где h — глубина кровли волновода, км.

Нами была проанализирована зависимость между $|\text{grad } V|_m$ и величиной теплового потока $q \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с [Лысак С. В., Зорин Ю. А., 1976]. Кривая зависимости между этими величинами показана на рис. 8. Коэффициент корреляции равен 0,8, а уравнение регрессии имеет вид

$$q = 0,24 + 2,65 |\text{grad } V|_m + 1,78 |\text{grad } V|_m^2 - 3,81 |\text{grad } V|_m^3. \quad (3)$$

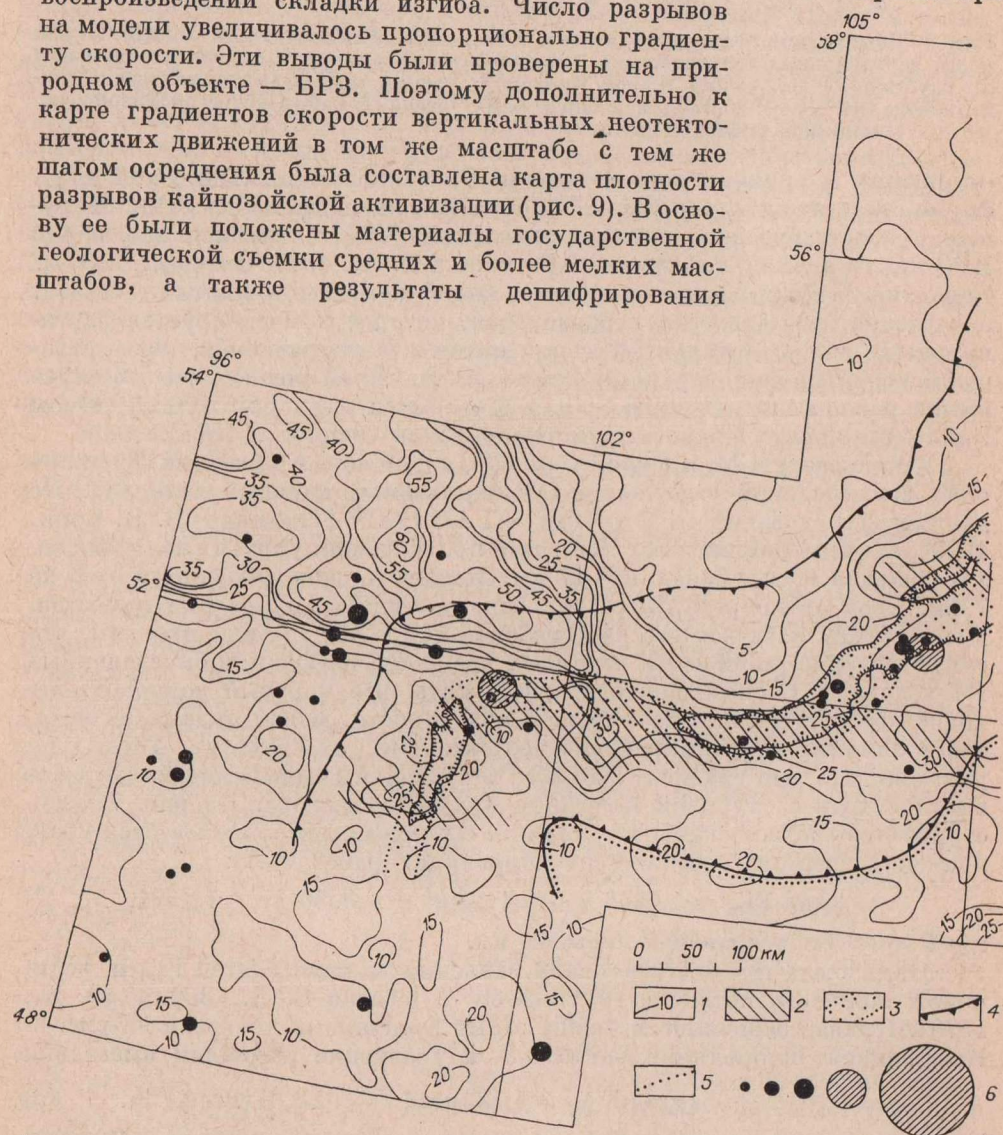
Кривая имеет вид параболы. Возрастание q идет примерно до величины $|\text{grad } V|_m = 0,65 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, а затем начинает падать. Отметим, что С. И. Шерман (1977) рассматривал взаимосвязь величины q с плотностью разломов и получил сходную кривую с аналогичным кажущимся уменьшением q при увеличении плотности разломов выше некоторой критической величины.

* См. статью В. В. Ружича в наст. сборнике.

Все приведенные соотношения характеризуют только БРЗ, и их отождествление с особенностями строения земной коры прилегающих территорий следует делать крайне осторожно.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАЗЛОМЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

М. В. Гзовским (1975) на модельных материалах была установлена зависимость между средним числом разрывов и градиентом скорости при воспроизведении складки изгиба. Число разрывов на модели увеличивалось пропорционально градиенту скорости. Эти выводы были проверены на природном объекте — БРЗ. Поэтому дополнительно к карте градиентов скорости вертикальных неотектонических движений в том же масштабе с тем же шагом осреднения была составлена карта плотности разрывов кайнозойской активизации (рис. 9). В основу ее были положены материалы государственной геологической съемки средних и более мелких масштабов, а также результаты дешифрирования



материалов аэрофотосъемки. Закартированные и отдешифрированные разрывные нарушения длиной не менее 10 км были разбиты на две большие группы: 1 — активные и 2 — неактивные разломы. Вторая группа из дальнейших расчетов была исключена. Активность разломов в кайнозой определялась следующими основными признаками: 1 — разлом пересекает и смещает осадочные комплексы кайнозой;

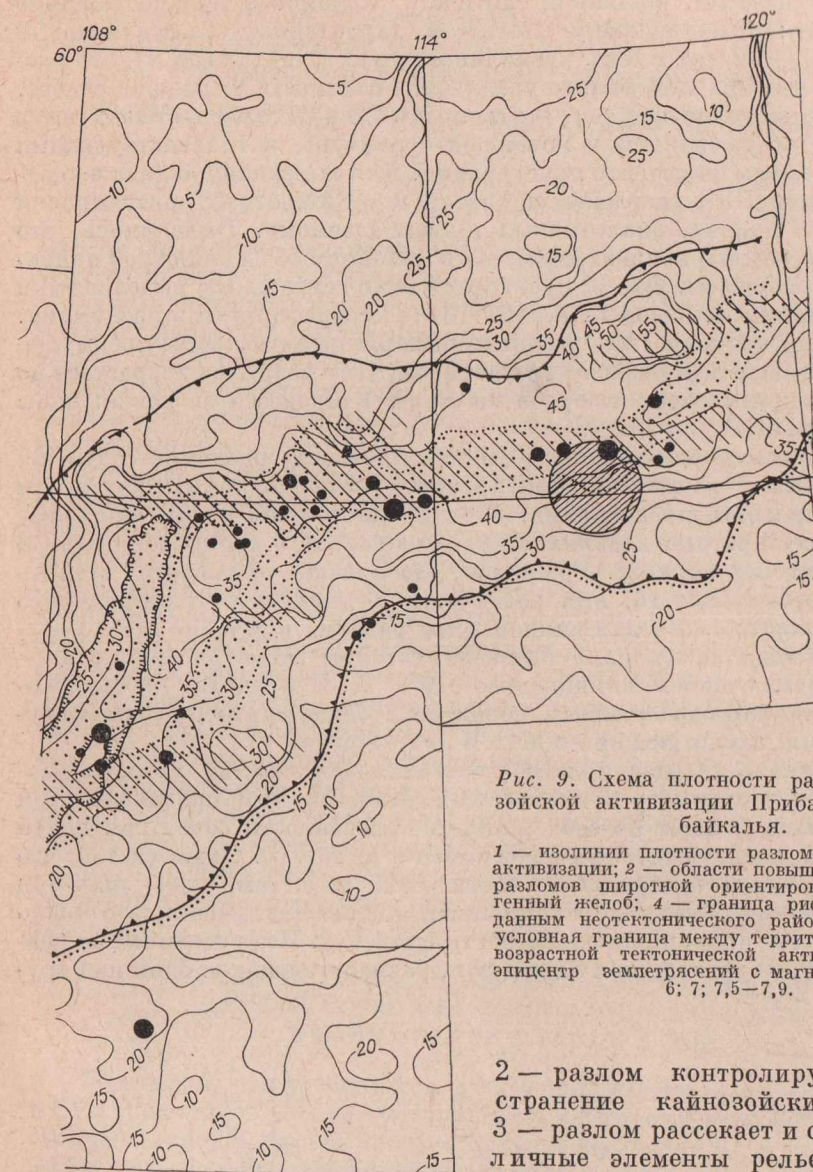


Рис. 9. Схема плотности разломов кайнозойской активизации Прибайкалья и Забайкалья.

1 — изолинии плотности разломов кайнозойской активизации; 2 — области повышенной плотности разломов широтной ориентировки; 3 — рифтовый желоб; 4 — граница рифтовой зоны, по данным неотектонического районирования; 5 — условная граница между территориями с разновозрастной тектонической активизацией; 6 — эпицентр землетрясений с магнитудами: 5; 5,5; 6; 7; 7,5—7,9.

2 — разлом контролирует распространение кайнозойских осадков; 3 — разлом рассекает и смещает различные элементы рельефа (речные долины, осевые линии хребтов и т. д.); 4 — к зоне динамического влияния разлома тяготеют землетрясения различных энергетических классов.

Отбракованные по этим признакам разрывные элементы новейшей структуры были включены в расчет по определению плотности разрывных нарушений с помощью методического приема, использовавшегося С. И. Шерманом (1977). Плотность разломов определялась отношением числа разломов к площади скользящего окна диаметром 50 км. Учитывая, что размер ячейки был стандартным, для простоты дальнейших операций на карте показатель плотности характеризуется числом разрывов n . Полученная в изолиниях карта (см. рис. 9) отличается по рисовке от аналогичной карты С. И. Шермана, при составлении которой им были учтены все известные разломы БРЗ. Зоны повышенной плотности разломов кайнозойской активизации контролируют рифтовые впадины и разделяющие их межвпадинные перемычки.

Плотность разломов уменьшается по мере удаления от оси рифтовой зоны к ее периферии. Меняется плотность разломов и по простиранию рифтовой зоны: низкие значения плотности, характерные для центральной части БРЗ (20—30 разломов), увеличиваются на флангах (до 30—40 разломов). На юго-западном фланге увеличение плотности выражено слабее. Вероятно, это обусловлено тем, что разрывы СЗ и СВ ориентировки здесь практически не проявлены в новейшей структуре, и главенствующими являются разломы широтного простирания. Для выяснения вклада в плотность разломов БРЗ разрывов широтной и субширотной ориентировки был проведен анализ, аналогичный вышеописанному. Выяснилось, что разрывы этой группы концентрируются в линейные зоны широтной ориентировки. Эти зоны (см. рис. 9) пространственно совпадают с выделенными ранее [Шерман С. И., Леви К. Г., 1977, 1978] трансформными разломами. Не исключено, что широтные дислокации характеризуют зоны преимущественно сдвиговых перемещений, а плотность этих разрывов возрастает по мере увеличения степени проработки коры в процессе развития зоны разлома.

В пределах северо-восточного фланга плотность разломов создается суммой разрывов различных ориентировок с подчиненным развитием разломов широтного простирания. Но с продвижением к юго-западному флангу число широтных дислокаций увеличивается, а вклад разрывов СЗ и СВ простирания убывает. Возможно, это явление отражает и степень большей проработанности, или развитости Тункинского трансформного разлома. Интересно, что для данной зоны разлома в течение инструментального периода наблюдений были характерны землетрясения с $M = 4-5$ (за исключением Мондинского с $M = 7$). В пределах же Муйско-Чарского трансформного разлома, вероятно, стоящего на более ранней степени развития, землетрясения с $M > 6$ не редкость.

Схема плотности разломов БРЗ составлялась с целью выявить взаимосвязи между параметром плотности и $|\text{grad } V|_m$. При сравнении схем (см. рис. 5, 9) обращают на себя внимание особенности сочетания полей минимальных и максимальных значений n и $|\text{grad } V|_m$. Оказывается, что число n меньше в центральной части БРЗ, т. е. там, где значения $|\text{grad } V|_m$ максимальны. Корреляционный анализ показывает, что число разрывов растет пропорционально росту $|\text{grad } V|_m$. Поле же точек на графике (рис. 10, а) распадается на два роа, располагающихся один над дру-

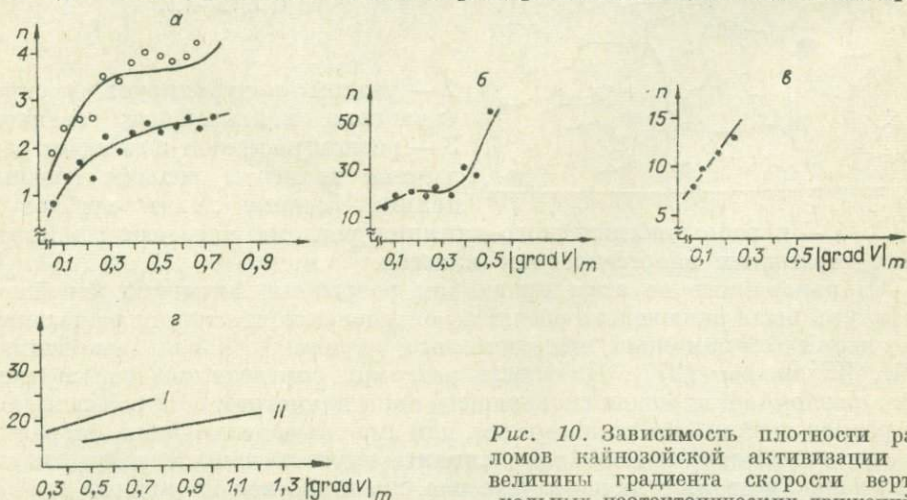


Рис. 10. Зависимость плотности разломов кайнозойской активизации от величины градиента скорости вертикальных неотектонических движений:

а — в рифтовой зоне, незаполненные кружки — средневзвешенные значения плотности разломов кайнозойской активизации для северной части Байкальской рифтовой зоны; заполненные — то же, для южной части; б — в Байкало-Патомском нагорье; в — в южной части Сибирской плиты; I — линия регрессии в районе пересечения разломом Сан-Андреас поперечных хребтов; II — то же, в зоне разлома Сан-Андреас от поперечных хребтов до г. Сан-Франциско.

гим, в результате чего при одних и тех же значениях $|\text{grad } V|_m$ в разных частях рифтовой зоны может быть разное число разрывов. На графике показаны обе кривые, отражающие зависимость n от величины $|\text{grad } V|_m$. Коэффициент корреляции (для «верхнего» роя) $r = 0,6$, (для «нижнего») $r = 0,94$, а уравнения регрессии имеют вид соответственно:

$$n = 4,4158 + 195,527 |\text{grad } V|_m - 405,3177 |\text{grad } V|_m^2 + 276,9481 |\text{grad } V|_m^3; \quad (4)$$

$$n = 5,18 + 73,31 |\text{grad } V|_m - 93,99 |\text{grad } V|_m^2 + 43,43 |\text{grad } V|_m^3. \quad (5)$$

Первое уравнение характеризует взаимосвязь между параметрами в северной (от широты о. Ольхон), а второе — в южной частях БРЗ.

Такое поведение плотности разрывов в зависимости от скорости вертикальных движений является аномальным и требует объяснения. Действительно, число разломов при прочих равных условиях не должно быть больше некоторой величины, определяемой скоростью движений, так как в конечном счете аномальное возрастание плотности разломов при одних и тех же значениях скорости движений оказывается энергетически невыгодным. Корреляционный анализ взаимоотношений между n и $|\text{grad } V|_m$ для Сибирской платформы и Байкало-Патомского нагорья показывает, что имеет место лишь один рой точек, описываемый соответствующим уравнением регрессии (см. рис. 10, б, в). Ситуация, аналогичная описанной для БРЗ, наблюдается и в зоне разлома Сан-Андреас. Для оценки плотности разломов из работы А. А. Никонова (1977) нами была заимствована схема разломов, составленная им по материалам американских исследователей, а для оценки градиентов в масштабе 1 : 2 500 000 была составлена схема деформации экзогенно-активного слоя. Характер соотношения между градиентом скорости вертикальных движений и числом разломов показан на рис. 10, г. При анализе соотношения этих величин в зоне разлома Сан-Андреас выясняется, что плотность аномально возрастает в тех частях разлома, где наблюдаются «чистые» сдвиговые дислокации и несколько уменьшается там, где подвижки носят сбросо- или взбросо-сдвиговый характер. Поэтому не исключено, что и в БРЗ аномальное возрастание плотности разломов также может быть обусловлено развивающимся трансформным разломом.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СРЕДНИЕ ДЛИНЫ РАЗЛОМОВ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Учитывая, что зависимость между плотностью разломов и $|\text{grad } V|_m$ в БРЗ существует, можно предполагать существование зависимости между средней длиной разрывов кайнозойской активизации $L_{\text{ср}}$ и градиентом скорости вертикальных движений. Величина $L_{\text{ср}}$ рассчитывалась в пределах стандартной ячейки как отношение суммы длин разрывов к их числу. Устанавливается хорошая корреляционная зависимость (рис. 11). Коэффициент корреляции $r = 0,95$, а уравнение регрессии имеет вид

$$L_{\text{ср}} = 49,02 - 3 4,03 |\text{grad } V|_m + 1020,48 |\text{grad } V|_m^2 - 1105,22 |\text{grad } V|_m^3. \quad (6)$$

Оно свидетельствует о том, что с возрастанием скорости вертикальных движений средние длины разломов уменьшаются. Исследуя соотношение между длинами и числом разрывов, С. И. Шерман (1977) показал, что с увеличением первого параметра второй убывает. Отсюда следует, что плотность разрывов, средняя длина разрывов и $|\text{grad } V|_m$ — взаимосвязанные величины, образующие своеобразную замкнутую систему. К. И. Кузнецовой (1969) было показано, что «...тенденция изменения соотношения между числом и размером трещин при изменении режима деформирования, за-

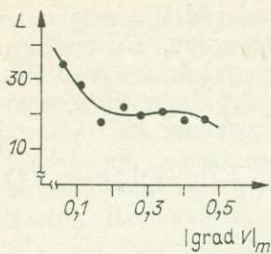


Рис. 11. Зависимость средней длины разломов от величины градиента скорости вертикальных неотектонических движений в Байкальской рифтовой зоне.

висит от соотношения функций, определяющих скорость релаксации напряжений и скорость развития трещин в материале. Если первая из этих функций сильнее второй, то с увеличением скорости воздействия имеет место тенденция к увеличению числа и уменьшению размера трещин...»

С. И. Шерманом (1977) эта тенденция отмечалась в Прибайкалье. Можно констатировать, что в БРЗ уменьшаются размеры разрывов с увеличением их числа и скорости тектонических движений. Последние, вероятно, являются относительным показателем и скорости деформаций. А это, в свою очередь, позволяет сделать вывод о том, что в пределах БРЗ мы, видимо, имеем некоторое снижение квазивязкости земной коры по сравнению с прилегающими территориями. Возможно, именно вязкостными свойствами коры следует объяснять и аномальное возрастание плотности разломов в северной части рифтовой зоны.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Наблюдения в сейсмически активных районах Земли позволяют установить некоторую связь между современными вертикальными и горизонтальными движениями земной коры и сейсмичностью. В то же время анализ средних скоростей движений земной коры за весь новейший этап и их сопоставление с сейсмичностью не всегда дают положительный результат. Причины этого кроются в несопоставимости времени, за которое рассчитаны скорости, и времени наблюдений за землетрясениями. При этом, чем меньше регион и больше детальность карт средних скоростей неотектонических движений, тем больше дисперсия получаемых результатов. Экстраполяция же особенностей сейсмического режима в геологическое прошлое не всегда представляется оправданной. Поэтому анализ средних скоростей новейших движений или их относительного показателя — градиента скорости — хотя и должен учитываться при соответствующих исследованиях, но не может являться самостоятельным критерием оценки потенциальной сейсмической опасности территорий.

Выше уже упоминалось, что введенный М. В. Гзовским и соавторами (1959) в геотектонику относительный показатель скорости вертикальных движений в последнее время широко используется в современной неотектонике при исследованиях, связанных с сейсмическим районированием [Белоусов Т. П., 1976; Никонов А. А., 1977; Рейснер Г. И., 1960; Захаров А. И., Яковлева И. Б., 1973; Сейсмическое районирование..., 1977; Ласточкин С. В., 1975, 1978; и др.]. Однако не всегда отмечается согласование между характеристиками сейсмического режима и показателем $|\text{grad } V|_m$.

Наиболее целесообразными представляются сопоставления $|\text{grad } V|_m$ с сейсмической активностью A_{10} . Для БРЗ этот анализ был проведен по юго-западному и северо-восточному флангам центральной части. Как показал корреляционный анализ, связь между $|\text{grad } V|_m$ и сейсмической активностью A_{10} в пределах этих районов неоднозначна. Выделяется центральная часть БРЗ, а районы флангов обнаруживают сходство между собой (рис. 12). На рис. 12, а и в показана зависимость A_{10} от величины $|\text{grad } V|_m$ на юго-западном и северо-восточном флангах БРЗ. Коэффициен-

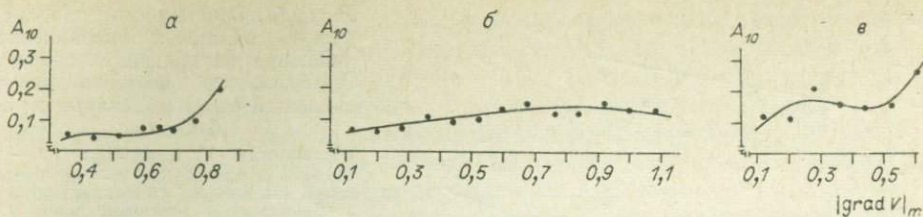


Рис. 12. Зависимость сейсмической активности A_{10} от величины градиента скорости вертикальных неотектонических движений в Байкальской рифтовой зоне: а — юго-западный фланг; б — центральная часть; в — северо-восточный фланг.

ты корреляции $r = 0,98$ и $0,87$ соответственно для этих районов, а уравнения регрессии имеют вид:

$$A_{10} = 3,3859 |\text{grad } V|_m - 6,6778 |\text{grad } V|_m^2 + 4,3403 |\text{grad } V|_m^3 - 0,5098, \quad (7)$$

$$A_{10} = 2,9415 |\text{grad } V|_m - 9,0402 |\text{grad } V|_m^2 + 8,6806 |\text{grad } V|_m^3 - 0,1323. \quad (8)$$

Для центральной части БРЗ связь между A_{10} и $|\text{grad } V|_m$ несколько иная. Коэффициент корреляции $r = 0,95$, а уравнение регрессии имеет вид

$$A_{10} = 0,0704 |\text{grad } V|_m + 0,1776 |\text{grad } V|_m^2 - 0,165 |\text{grad } V|_m^3 + 0,0555. \quad (9)$$

Кривая на графике (см. рис. 12, б) показывает, что значения A_{10} пропорционально возрастают до значений градиента скорости вертикальных движений $0,75-0,8 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$, а минуя их начинает снижаться. Такого явления на флангах рифтовой зоны не наблюдается. Возможно, что величина сейсмической активности возрастает во всем исследованном интервале значений $|\text{grad } V|_m$ на флангах БРЗ в силу значительного вклада в сейсмичность горизонтальной составляющей движений, на что указывают особенности поля напряжений, отличающегося от поля центральной части. В условиях же чисто вертикальных движений возрастание A_{10} не происходит так активно, как в случае флангов. Более того, при равных значениях $|\text{grad } V|_m$ величина A_{10} в центральной части ниже по сравнению с флангами (см. рис. 12). Вероятно, это обусловлено различием в энергетических затратах при разрушении на отрыв и скол. Поэтому количество сейсмической энергии, выделяющейся в условиях раздвига, несколько ниже количества той же энергии, выделяющейся при сдвиговых или сбросо-сдвиговых дислокациях. Наличие же горизонтального скольжения на флангах БРЗ было показано по комплексу геолого-геоморфологических признаков [Шерман С. И., Леви К. Г., 1977, 1978]. Таким образом, утверждение о существенном влиянии сдвиговых подвижек на возбуждение энергетически мощных землетрясений, высказанное В. В. Ламакиным (1968), а вслед за ним С. И. Шерманом и К. Г. Леви, находит еще одно подтверждение в характере распределения сейсмической энергии в зависимости от величины $|\text{grad } V|_m$ в БРЗ. Наличие же устойчивой связи между обсуждаемыми параметрами имеет несомненный интерес с точки зрения проблемы прогноза землетрясений.

ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И СРЕДНИЕ СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

Оценка характера взаимоотношений между градиентом скорости вертикальных тектонических движений и данными о средних скоростях современных движений, полученных при повторном высокоточном ниве-

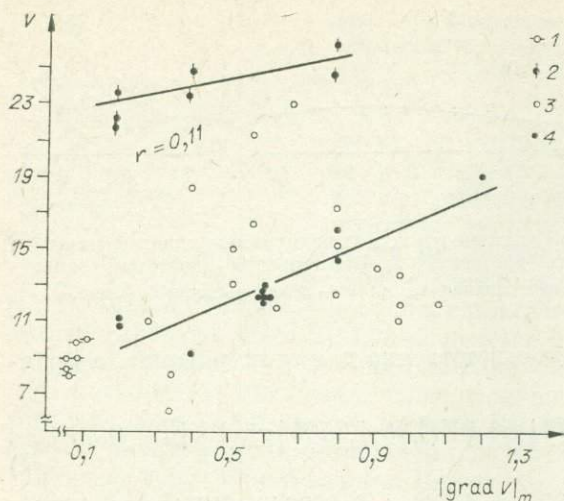


Рис. 13. Зависимость современных вертикальных тектонических движений от градиента скорости вертикальных неотектонических движений в Прибайкалье и Забайкалье.

Соотношение $v: |\text{grad } V|_m$: 1 — на Сибирской платформе; 2 — на Витимском плоскогорье (Забайкалье); 3 — в Байкальской рифтовой зоне; 4 — в Западном Забайкалье.

лирования, позволяет судить о степени унаследованности развития структур в кайнозое. Чтобы такое сопоставление было наглядным, мы прибегли к корреляционному анализу величин $|\text{grad } V|_m$ и средних значений современных скоростей вертикальных

движений земной коры v мм/год для различных регионов.

Данные о современных движениях в Прибайкалье и Забайкалье заимствованы из работ Е. А. Преснякова (1935), Г. Ю. Верещагина (1937), В. Г. Колмогорова (1975), В. Г. Колмогорова, П. П. Колмогоровой (1977). Величина $|\text{grad } V|_m$ определялась в тех же точках, где были измерены скорости современных движений земной коры. Характер соотношения между градиентом скорости вертикальных движений и средними скоростями современных движений иллюстрирует рис. 13. Кривые на графике показывают, что структуры Витимского плоскогорья унаследованно развиваются на протяжении всего периода неотектонической активизации, на что указывает прямо пропорциональное возрастание исследуемых параметров. Уравнение связи имеет вид

$$v = 3,66 |\text{grad } V|_m + 22,54. \quad (10)$$

Для структур Забайкалья в целом для этих же параметров наблюдается сходная зависимость. Величина скорости современных движений здесь в 1,5—2 раза ниже. При тех же значениях градиентов связь выражается уравнением вида

$$v = 8,73 |\text{grad } V|_m + 7,76. \quad (11)$$

Для районов Прибайкалья (Сибирской платформы), так же как и в первых двух случаях, наблюдается пропорция между скоростями современных движений и $|\text{grad } V|_m$, но из-за малого числа точек коэффициент корреляции не определялся.

Упорядоченность во взаимоотношениях между средними скоростями современных движений и $|\text{grad } V|_m$ свидетельствует о том, что на протяжении всего новейшего этапа развития структур не происходило их существенной перестройки в пространстве. Некоторое возрастание современных скоростей движений на Витимском плоскогорье может быть объяснено неравномерностью роста структур в процессе их формирования, что, возможно, обусловлено проявлением на этой территории кайнозойского вулканизма. Нами установлено, что в пределах района распространения кайнозойских платобазальтов хр. Удокан в период вулканизма наблюдалась некоторая приостановка вертикального роста неотектонических структур. Но после завершения вулканических процессов, точнее, когда они пошли на спад, в четвертичное время наблюдается резкое увеличение скорости вертикальных движений. Аналогичная ситуация отмечалась ранее М. Е. Медведевым [Тектоника..., 1973], но на качественном уровне и для Юго-Западного Прибайкалья.

Анализ связи между средними скоростями современных движений и $|\text{grad } V|_m$ в БРЗ привел к другим выводам. Отсутствие корреляционной зависимости между этими величинами (см. рис. 13) говорит прежде всего об очень сложном характере изменения скоростей на разных этапах становления новейшей структуры и о некоторой неупорядоченности движений по направлениям. Вероятно, имеют место чередования восходящих и нисходящих движений во времени для одних и тех же структур. Поэтому получается диспропорция между средними скоростями новейших движений, характеризующих как бы алгебраическую сумму движений, и современными скоростями, характеризующими условно мгновенные движения. Отсутствие корреляции между $|\text{grad } V|_m$ и v в БРЗ дополнительно свидетельствует и о том, что значительная часть тектонической энергии уходит на горизонтальные движения коры.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Вопрос о роли горизонтальных движений в эволюции земной коры является одним из самых дискуссионных в современной геотектонике. Наверное следует считать доказанным, что океанические бассейны возникли в ходе процессов рифтогенеза, которые, начав проявляться на континентах, приводили к расчленению последних на отдельные массивы, а в самих рифтовых долинах при этом рождалась новая океаническая кора. Наблюдаемые на Земле рифтовые зоны, по мнению многих авторов, могут быть выстроены в единый эволюционный ряд, на нижней ступени которого стоят континентальные рифты, а на более высоких — бассейны океанов. Все эти структуры не одновозрастны, по в основе их развития лежат сходные процессы, протекающие в мантии Земли. При описании развития рифтовых зон главенствующее значение отводится горизонтальным движениям земной коры. В настоящее время практически для всех рифтовых зон Земли рассчитаны скорости спрединга и определены эйлеровы полюса раскрытия. Сделаны также попытки реконструкции положения континентов в фанерозое и прогноз в недалеком геологическое будущее. Но, несмотря на все обилие публикаций по данной проблеме, количество приводимой информации о скоростях и амплитудах вертикальных и горизонтальных движений, а также их соотношении в рифтовых зонах невелико. Особенно это касается континентальных рифтов. Но и использование приводимых данных нередко сопряжено с трудностями, обусловленными различной методикой определения этих величин и достоверностью приближенных расчетов. Данных о современных скоростях горизонтальных движений немного, и характеризуют они весьма короткий промежуток времени, а наблюдаемые инверсии знака движения не позволяют их прямо использовать в приближенных расчетах.

Получение прямых геологических данных о величине горизонтальных движений по разломам в рифтовых зонах иногда оказывается невозможным по ряду вполне объективных причин и, вероятно, большая часть информации нами, к сожалению, утрачивается. В то же время этот пробел не может быть восполнен и какими-либо расчетами посредством косвенных признаков из-за отсутствия надежных методик. Поэтому решение задачи о величине горизонтальной составляющей в процессе рифтогенеза в настоящее время может сводиться лишь к определению тенденций соотношения горизонтальных и вертикальных движений на разных стадиях развития рифтовых структур.

О широком развитии горизонтальных движений в БРЗ писал в свое время В. В. Ламакин (1968). В его работах можно найти сведения о горизонтальных перемещениях по зонам разломов, меняющихся в диапазоне от нескольких сотен метров до нескольких километров. В работах Ю. А. Зорина (1975, 1977), Н. А. Логачева, Н. А. Флоренсова (1977),

А. А. Никонова (1977), С. И. Шермана, К. Г. Леви (1978) приводятся величины раздвига земной коры в Байкальском рифте, исчисляющиеся первыми десятками километров. Эти сведения отрывочны, а полученные величины не базируются на точных расчетах. О характере и размерах одноактных горизонтальных подвижек по разломам можно судить по смещениям, наблюдаемым при обследовании сейсмодислокаций [Сейсмическое районирование..., 1977]. Вероятно, анализ сейсмологических данных в настоящее время является достаточно надежным и точным источником информации о характере и размерах проявления горизонтальных движений в БРЗ. Постоянство поля напряжений, в котором развивается рифтовая зона, а также устойчивость направления горизонтальных движений во времени [Никонов А. А., 1977] позволяют, опираясь на данные сейсмологии, вычислить примерное соотношение между горизонтальными и вертикальными движениями в БРЗ.

СОТНОШЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПОДВИЖКИ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Анализ соотношения величины горизонтальной (по простиранию разрыва) и вертикальной (по падению разрыва) подвижек в очагах землетрясений с использованием мировых данных был проведен А. А. Никоновым (1977). Для анализа аналогичного соотношения в БРЗ мы располагали 74 определениями, выполненными Л. А. Мишариной [Балакина Л. М. и др., 1972]. Величины подвижек были переведены из угловой системы

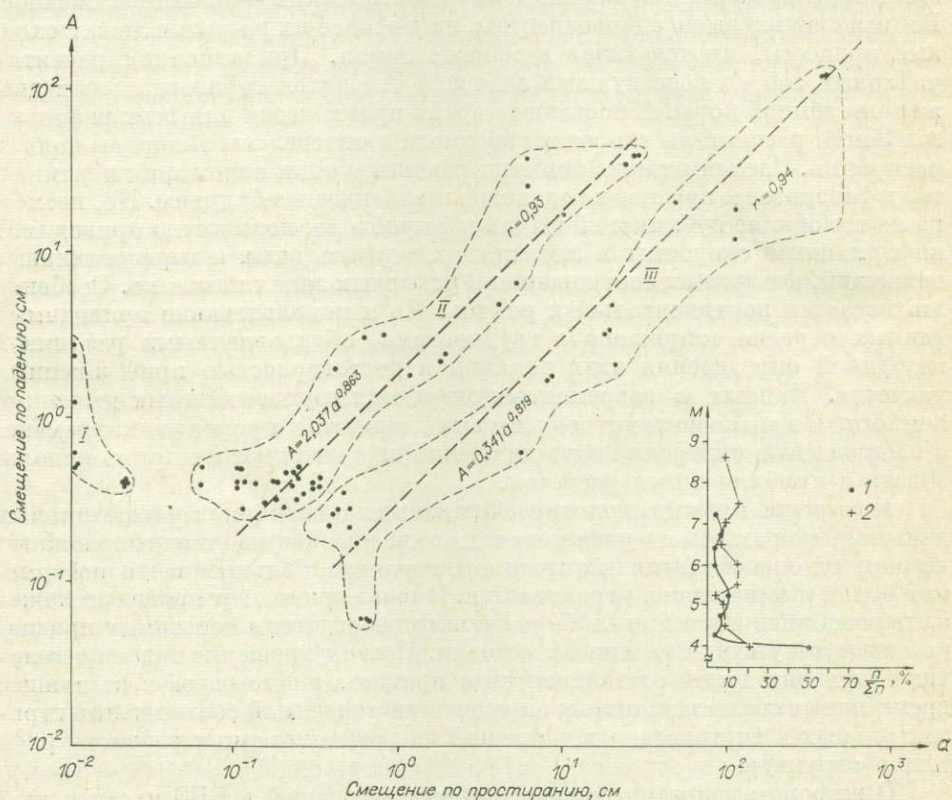


Рис. 14. Зависимость величины подвижек по падению от величины подвижек по простиранию и от магнитуды в очагах землетрясений Прибайкалья.

Смещения в нодальных плоскостях в очагах землетрясений: ось A — по падению плоскости, ось α — по простиранию. На врезке: 1 — сдвиго-сбросовые и 2 — сбросо-сдвиговые смещения в очагах землетрясений.

отсчета в метрическую. Для этого использовали теоретические значения величины подвижки в очаге в зависимости от энергетического класса землетрясений, вычисленные Ю. В. Ризниченко (1976). Заимствованные из последней работы исходные данные могут не соответствовать истинным значениям смещений в БРЗ, но нас интересовала только тенденция процесса и приближенные соотношения. На рис. 14 показан график соотношения величины горизонтальной a и вертикальной A подвижек в очагах землетрясений БРЗ. Видно, что точки группируются в три ряда, при этом диапазон их по магнитудам землетрясений меняется. Рой I образован землетрясениями с $M \leq 5$. Для землетрясений такой мощности характерны преимущественно сбросовые подвижки. Рой II располагается в интервалах магнитуд до значений $5 \leq M \leq 7$ и образован землетрясениями, при которых подвижки в плоскости падения сместителя или равны, или существенно больше подвижек по простиранию. Параметры A и a связаны уравнением регрессии вида (коэффициент корреляции 0,93)

$$A = 2,037a^{0,863}. \quad (12)$$

Рой III охватывает весь известный интервал магнитуд землетрясений в БРЗ и сопредельных территорий. Рой образован землетрясениями, в очагах которых зафиксированы существенно сдвиговые перемещения. Уравнение регрессии для характеристик A и a имеет вид (коэффициент корреляции 0,94)

$$A = 0,341a^{0,819}. \quad (13)$$

Как показывает график (см. рис. 14), диапазон магнитуд землетрясений расширяется в зависимости от того, какой тип смещений преобладает в очаге. При чисто сбросовых подвижках в очаге магнитуда землетрясений редко превышает $5\frac{1}{2}$, при сдвиговых — магнитуда землетрясений максимальна. Для большей наглядности на этом же рисунке показано изменение относительного числа сдвиго-сбросов и сбросо-сдвигов (% от общего количества) при данных значениях M . График на врезке показывает, что число сдвиго-сбросов с возрастанием магнитуд землетрясений убывает, а за пределами значений $M = 7\frac{1}{4}$ они исчезают вообще. В то же время сбросо-сдвиги оказываются характерными для всех значений M , а за пределами $M = 7\frac{1}{4}$ являются единственными типами смещений.

Но такой анализ соотношений вертикальных и горизонтальных движений не позволяет ощутить вклад горизонтальной и вертикальной составляющих в общее движение. Поэтому, воспользовавшись графиком повторяемости землетрясений в БРЗ [Сейсмическое районирование..., 1977] и предполагая постоянство сейсмического режима на протяжении последних 1000 лет, попытаемся оценить суммарные подвижки по простиранию и по падению разрывов в очагах землетрясений. Простой арифметический подсчет показывает, что сумма горизонтальных подвижек, отнесенная к сумме вертикальных, в 2,4—3,5 раза превышает последнюю.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интенсивность и неравномерность неотектонических движений в БРЗ предопределены характером течения процессов на границе кора — мантия и, в свою очередь, контролируют характер развития процессов в земной коре. На основании геоморфологического анализа в приложении к неотектонике мы приходим к выводу о том, что современный рельеф земной поверхности целесообразно рассматривать как единый экзогенно-активный слой. Изменение его мощности и деформации с образованием крупных и пологих складок изгиба обусловлены проявлением тектонических движений. Рассчитанные на основе карты деформаций экзогенно-активного слоя величины градиента скорости вертикальных неотектонических движений несут объективную информацию о характере становления

Соотношение градиента скорости вертикальных неотектонических движений с рядом геолого-геофизических показателей, характеризующих современное физическое состояние земной коры Прибайкалья

Параметры	Уравнение связи между параметрами
Глубина раздела Мохо H_M (км) — градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$	$ \text{grad } V _m = 30,441069 - 1,839937H_M + 0,037629H_M^2 - 0,000257H_M^3$
Глубина кровли корового волновода h (км) — градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$	$ \text{grad } V _m = 1,6255h - 0,1122h^2 + 0,0026h^3 - 7,4394$
Градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ — величина теплового потока $q \times 10^{-6}$ (кал/см ² ·с)	$q = 0,24 + 2,65 \text{grad } V _m + 1,78 \text{grad } V _m^2 + 3,81 \text{grad } V _m^3$
Плотность разломов кайнозойской активизации n — градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$	Южная часть: $n = 5,18 + 73,31 \text{grad } V _m - 93,99 \text{grad } V _m^2 + 43,431 \text{grad } V _m^3$ Северная часть: $n = 4,4158 + 195,527 \text{grad } V _m - 405,3177 \text{grad } V _m^2 + 276,9481 \text{grad } V _m^3$
Средняя длина разломов кайнозойской активизации L_{cp} (км) — градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$	$L_{cp} = 49,02 - 304,03 \text{grad } V _m + 1020,48 \text{grad } V _m^2 - 1105,22 \text{grad } V _m^3$
Градиент скорости вертикальных неотектонических движений $ \text{grad } V _m \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ — сейсмическая активность A_{10}	Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны: $A_{10} = 3,3859 \text{grad } V _m - 6,6778 \text{grad } V _m^2 + 4,3403 \text{grad } V _m^3 - 0,5098$ Центральная часть БРЗ: $A_{10} = 0,0555 + 0,0704 \text{grad } V _m + 0,1776 \text{grad } V _m^2 - 0,165 \text{grad } V _m^3$ Северо-восточная часть БРЗ: $A_{10} = 2,9415 \text{grad } V _m - 9,0402 \text{grad } V _m^2 + 8,6806 \text{grad } V _m^3 - 0,1323$
Градиент скорости вертикальных неотектонических движений — скорости современных тектонических движений v (мм/год)	Для Байкальской рифтовой зоны связь между параметрами не установлена.

Примечание: постоянные множители при $|\text{grad } V|_m$ и q , равные 10^{-9} и 10^{-6} соответственно, в уравнениях связи опущены.

новейшей структуры региона. С помощью корреляционного анализа устанавливаются связи между $|\text{grad } V|_m$ и рядом геолого-геофизических параметров, характеризующих современное физическое состояние коры Прибайкалья (см. таблицу).

Градиент скорости вертикальных неотектонических движений обратно пропорционально связан с глубинным положением раздела М, что мо-

жет интерпретироваться как удаление земной коры Прибайкалья от равновесного состояния. Аномальное поведение коры наблюдается только в узкой полосе Байкальской рифтовой зоны, в то время как на прилегающих территориях имеет место пропорциональное изменение скорости вертикальных движений с изменением глубин до раздела М.

Наличие зависимостей между $|\text{grad } V|_m$ и h , а также $|\text{grad } V|_m$ и q пока не позволяет однозначно говорить о том, характером ли движений обусловлено положение волновода в коре БРЗ и количеством выделяющегося тепла из недр или же эти показатели оказывают существенное влияние на характер движений земной коры. Несомненно, что тепловой поток генерируется под влиянием аномальной мантии под БРЗ, но количество тепла, излучаемое через единицу площади поверхности, неодинаково и находится в определенной связи с характером изменения скорости вертикальных движений и изменения ряда параметров, обусловленных последним.

Анализ поля скоростей вертикальных неотектонических движений показывает, что по простираанию БРЗ может быть разделена на три области: центральную, юго-западную и северо-восточную. Две последние характеризуются значительными (в 1,5 раза) снижениями величины $|\text{grad } V|_m$, что может быть объяснено неструктурными особенностями этих областей. В то же время мы не находим связи между $|\text{grad } V|_m$ и скоростью современных вертикальных движений в БРЗ, что объясняется несовпадением направленности вектора движений в настоящее время для различных блоковых структур с вектором средней скорости вертикальных движений за весь неотектонический этап. Вероятно, ритмично-колебательные движения с частыми инверсиями знака характерны для структур БРЗ на протяжении всей истории ее формирования.

Установленная зависимость между $|\text{grad } V|_m$ и плотностью разломов, а также между $|\text{grad } V|_m$ и средними длинами разломов позволяет сделать вывод о соподчиненности между этими параметрами и значительном снижении квазивязкости земной коры в БРЗ и особенно на северо-восточном ее фланге, в районе, где формируется Муйско-Чарский трансформный разлом. Последний, вероятно, находится на более низкой ступени развития по сравнению с Тункинским на юго-западе.

Соотношение между $|\text{grad } V|_m$ и показателем сейсмической активности A_{10} свидетельствует о том, что максимальное количество упругой энергии выделяется на флангах, т. е. в тех частях рифтовой зоны, где широко проявлены сдвиговые смещения по разломам, а сама новейшая структура рассматривается как формирующиеся трансформные разломы.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Забайкалья. Москва — Иркутск, Изд-во ГУГК, 1967. 176 с.
Атлас Иркутской области. Москва — Иркутск, Изд-во ГУГК, 1962. 182 с.
Байкальский геодинамический полигон/Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Колмогоров В. Г. и др. Новосибирск, 1970. 173 с.
Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972. 192 с.
Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность. М., Наука, 1976. 118 с.
Верещагин Г. Ю. Современные движения земной коры в Прибайкалье. — В кн.: Проблемы физической географии. Т. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 105—115.
Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., Наука, 1968. 122 с.
Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 533 с.
Гзовский М. В., Крестников В. И., Рейснер Г. И. Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и некоторые

результаты их применения.— Изв. АН СССР. Сер. геофизич., 1959, № 8, с. 1147—1156.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе/Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Новосибирск, Наука, 1975, с. 22—34.

Голенецкий С. И., Новомейская Ф. В. О мощности земной коры по наблюдениям сейсмических станций Прибайкалья.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, Наука, 1975, с. 34—43.

Григорьев А. С., Михайлова А. В., Шахмурадова З. Е. Зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах.— В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с. 97—125.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965. 165 с.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975. 254 с.

Донобедов А. Т., Сидоров В. А. Соотношения между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы.— В кн.: Современные движения земной коры. Т. III. М., ВИНТИ, 1968, с. 63—85.

Есиков И. П., Панкрушин В. К. Современные горизонтальные движения Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., Наука, 1969, с. 112—121.

Замараев С. М., Васильев Е. П., Мазукабзов А. М. и др. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Наука, 1979. 124 с.

Захаров А. И., Яковлева И. Б. Параметры землетрясений и очаговых зон Узбекистана. Ташкент, Фан, 1973. 142 с.

Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, Наука, 1974. 118 с.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 167 с.

Зорин Ю. А. Об изостазии и современных тектонических движениях Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, Наука, 1975, с. 43—49.

Зорин Ю. А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 36—40.

Карта новейшей тектоники СССР 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Колмогоров В. Г. Результаты трехлетних наблюдений за современными вертикальными движениями земной поверхности на Байкальском геодинамическом полигоне.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., Наука, 1975, с. 169—173.

Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Современные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 113—120.

Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности применения их к сейсмологии. М., Наука, 1969. 87 с.

Ламакин В. В. О горизонтальных составляющих неотектоники Байкальской впадины.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., Наука, 1968, с. 26—35.

Ласточкин С. В. Сравнительный анализ вертикальных тектонических движений центральной части Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья в связи с сейсмичностью.— Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 121—125.

Ласточкин С. В. О соотношении градиентов скоростей вертикальных тектонических движений с сейсмической активностью Прибайкалья.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, с. 108—111.

- Лебедев Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов.— Сов. геол., 1956, № 54, с. 163—175.
- Леонтьев А. П., Диденко М. И. О соотношении металлоносных калиевых гранитов и пегматитовых полей с элементами блоковой структуры Центральной Калбы.— В кн.: Металлогенические и геологические исследования. Вып. 4. М., ИМГРЭ, 1973, с. 41—50.
- Липневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3, с. 77—85.
- Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 18—29.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 72—101.
- Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин.— В кн.: Роль рифтогенеза и геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 19—29.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976. 92 с.
- Магницкий В. А., Калашникова И. В., Сидоров В. А. Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации.— В кн.: Современные движения земной коры. Т. V, Изд-во АН ЭССР, 1973, с. 571—578.
- Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Селезнев В. С. Строение земной коры и верхней мантии на юго-западном фланге Байкальского рифта.— Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 3—13.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья/Флоренсов Н. А., Логачев Н. А., Базаров Д. В. и др. М., Наука, 1974. 357 с.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977. 236 с.
- Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., Недра, 1972. 207 с.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977. 152 с.
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири/Адаменко О. М., Долгушин И. Ю., Ермолов В. В. и др. М., Наука, 1971. 318 с.
- Пресняков Е. А. Геодезические аномалии в районе Байкала.— В кн.: Проблемы Бурято-Монгольской АССР. Т. 1, Изд-во АН СССР, 1935, с. 182—192.
- Рейснер Г. И. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геофизич., 1960, № 9, с. 1316—1321.
- Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент.— В кн.: Исследования по физике землетрясений. М., Наука, 1976, с. 9—27.
- Рогожина В. А. Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 41—46.
- Сваричевская З. А., Скублова И. В. О природе островных гор Центрального Казахстана.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М., Наука, 1975, с. 131—135.
- Сваричевская З. А., Яговкин В. И. Явление выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана.— Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геофиз., 1966, вып. 4, с. 140—142.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск, Наука, 1977. 302 с.
- Скублова Н. В., Зейлин Б. С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибайкалья.— Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геофиз., 1969, № 12, вып. 2, с. 139—150.
- Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба/Замарев С. М., Адаменко О. М., Рязанов А. В. и др. М., Наука, 1976. 133 с.

Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны/Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. Новосибирск, Наука, 1973. 134 с.

Ткаченко В. В., Мандельбаум М. М., Крупский А. А. и др. Глубинные геофизические исследования в зоне строительства трассы БАМ.— В кн.: Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство района БАМ. Иркутск, 1979, с. 8—9.

Том В. Т. Поднятие кливьев и их тектоническое значение.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 379—386.

Турутанов Е. Х. Морфология мезозойских гранитных интрузий Восточной Монголии по гравиметрическим данным. Автореф. канд. дис., Иркутск, 1979. 21 с.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., Мир, 1972, с. 173—186.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии.— Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977. 101 с.

Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 461—464.

Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 7—18.

СОДЕРЖАНИЕ

О некоторых проблемах разломной тектоники (вместо предисловия)	3
--	---

Часть I

Общие и теоретические проблемы

<i>С. И. Шерман.</i> Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофизический анализ проблемы)	5
<i>С. А. Борняков.</i> Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели	26
<i>Р. М. Лобацкая, С. И. Шерман.</i> Некоторые проблемные вопросы изучения структурной зональности разломов	45
<i>В. А. Саньков.</i> Оценка глубины проникновения разломов (краткий обзор проблемы)	51

Часть II

Региональные проблемы

<i>Ю. В. Комаров, А. А. Белоголовкин.</i> К положению Байкальского рифта на Азиатском континенте	61 ✓
<i>А. И. Киселев.</i> Кайнозойский вулканизм Центральной и Восточной Азии	71
<i>С. А. Лысак.</i> Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири	87
<i>В. В. Ружич.</i> Глубинная анизотропия земной коры северо-восточного фланга Байкальского рифта и некоторые особенности сейсмичности	101
<i>Р. М. Лобацкая.</i> Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны	112
<i>С. П. Плешанов, А. А. Ромазина.</i> Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта	129
<i>К. Г. Леви.</i> Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне	142

**ПРОБЛЕМЫ
РАЗЛОМНОЙ
ТЕКТОНИКИ**

Ответственные редакторы
Николай Алексеевич Логачев, Семен Пойнович Шерман

Утверждено к печати
Институтом земной коры
СО АН СССР

Редактор *С. К. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. Г. Иерх*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *Е. Н. Зимица, Р. К. Червова*

ИБ № 10806

Сдано в набор 08.05.80. Подписано к печати 17.03.81. МН-05015.
Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновен-
ная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,4 Усл. кр.-
отт. 15,8. Уч. изд. л. 16,5. Тираж 1150 экз. Заказ № 153.
Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Зарецкий Ю. К., Чумичов Б. Д. Кратковременная ползучесть льда.

Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.

Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофацции.

Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации.

Закономерности развития рельефа Северной Азии.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу:

630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.

Магазин «Наука».

Для получения книг почтой заказы просим направлять
по адресу:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
670005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31
664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 8
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
142292 Пущино, Московской обл., 4 «Академкнига»
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450069 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.

Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонифизический анализ проблемы). Шерман С. И. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

В тектоносфере Земли происходят разные типы деформаций, реализация которых ведет к формированию сдвигов. В общем случае к ним относятся и собственно сдвиги в геологическом понимании этого термина, и трансформные разломы. Собственно сдвиги в литосфере образуются в условиях сложного напряженного состояния при сжатии или растяжении коры в результате разрядки внутренних касательных напряжений, абсолютное значение которых превосходит предел прочности пород на скол. Трансформные разломы в литосфере образуются лишь при определенном способе приложения сил, вызывающем деформацию среза. Проводятся способы приложения тектонических сил к литосфере или собственно коре, описаны возникающие при этом различные типы деформаций, разновидности сдвигов или трансформных разломов, основные геологические критерии первых и вторых.

Ил. 9, табл. 2, библи. 41.

УДК 551.24.035.

Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели. Борняков С. А. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Обсуждаются результаты экспериментов по моделированию процессов формирования и сдвиговых зон. Описываются закономерности заложения и дальнейшей эволюции сдвиговой зоны. Даются количественные характеристики взаимосвязи некоторых структурных параметров. Проведен анализ развития деформаций и напряжений. Ил. 17, табл. 1, библи. 48.

УДК 551.243

Некоторые проблемные вопросы изучения структурной зональности разломов. Лобацкая Р. М., Шерман С. И. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Обсуждается круг вопросов, связанных со структурным контролем оруденения в зонах разломов. Подчеркивается, что исследование структурной зональности разломов сводится к решению ряда задач, обусловленных спецификой развития самих разрывных структур, в частности, спецификой развития их крыльев. Неравноценное, как правило, развитие крыльев рудоконтролирующих разломов определяет во многом характер размещения оруденения и структурную зональность ряда месторождений.

Библи. 37.

УДК 551.243

Оценка глубины проникновения разломов (краткий обзор проблемы). Саньков В. А. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Дается характеристика существующих методов оценки глубины проникновения разломов, среди которых выделяются геологические, геофизические и тектонофизические методы. Определяются основные задачи исследования данной проблемы: а) нахождение количественной связи поверхностных параметров разломов с глубиной их проникновения; б) изучение связи типов тектонитов в зонах крупных разломов с глубиной их образования; в) экспериментальная проверка данных геологии и геофизики о глубинах проникновения разломов.

Ил. 2, библи. 39.

УДК 551.24(571.56)

К положению Байкальского рифта на Азиатском континенте. Комаров Ю. В., Белоголовкин А. А. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Обосновывается положение Байкальского рифта в зоне Верхояно-Бирманского сочленения центрально- и восточно-азиатских структур (зона Вебис), протягивающейся от срединно-океанического хребта Гаккеля через Верхоянье, Байкал и Бирму до Андамского рифта в Индийском океане. Доказывается его связь с мировой рифтовой системой, рассматриваются критерии принадлежности рифтогенных структур Прибайкалья к зоне Вебис, специфика развития других дизъюнктивных структур в этой зоне в течение фанерозоя.

Ил. 4, библи. 31.

УДК 552.323.5

Кайнозойский вулканизм Центральной и Восточной Азии. Киселев А. И. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматривается развитие кайнозойского вулканизма Центральной и частично Восточной Азии не только как следствие «местных» процессов в верхней мантии под вулканическими районами, но и в зависимости от степени и характера деформаций Евразийской плиты при ее столкновении с Индией. Выделяются три геодинамических режима проявления вулканизма: 1) фронтальной зоны индо-евразийского столкновения; 2) зоны субдукции Евразийской и Тихоокеанской плит; 3) внутриплитный вулканизм Центральной и Восточной Азии. Обосновывается вывод о том, что внутриплитный вулканизм, вероятнее всего, определяется структурой и напряженностью литосферы, которая в условиях сжатия может экранировать даже области аномальной магмы (например, в Тянь-Шане), а в условиях растяжения — инициировать выделение тепла и летучих и, таким образом, контролировать характер вулканизма. Причиной для неоген-четвертичной тектоно-магматической активизации послужил эффект столкновения Индии с Евразийским материком, определивший в сочетании с термальным состоянием подстилающей мантии крупномасштабный план деформаций и характер вулканизма в Центральной и континентальной Восточной Азии.

Ил. 1, библи. 49.

УДК 550.836(571.53)

Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири.
С. В. Лыса к. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Наблюдаемые в регионе повышенные тепловые потоки, выходы на поверхность термальных источников или аномально высокие температуры пластово-трещинных подземных вод приурочены преимущественно к зонам активизированных разломов, чаще всего к сбросо (взбросо)-сдвигам или сбросам. Дана гидрогеотермическая характеристика термоактивных разломов, рассмотрены ореолы их температурного влияния.

Ил. 1, табл. 1, библи. 39.

УДК 551.24+550.341(571.5)

Глубинная анизотропия земной коры северо-восточного фланга Байкальского рифта и некоторые особенности сейсмичности. Ружич В. В. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

В статье рассмотрена слоистая модель земной коры северо-востока Байкальского рифта, составленная на основе геолого-геофизических данных и современных представлений по геодинамике различных глубинных горизонтов верхней оболочки Земли. Исходя из свойств модели и имеющейся сейсмологической информации, автором предпринята попытка объяснить вертикальную зональность гипоцентров землетрясений в связи с особенностями разрушения геологической среды на различных глубинных уровнях земной коры.

Ил. 4, библи. 34.

УДК 551.243(571.5)

Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны. Лобачка Р. М. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Рассмотрены основные закономерности кинематики и количественных характеристик локальных разрывных нарушений, отражающие особенности разрушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны. Описаны уравнения регрессии между длиной разломов и такими их количественными параметрами, как глубина проникновения в земную кору, амплитуды смещения, расстояния между равнопорядковыми разломами, положение в общей структуре рифтовой зоны. Показано, что эти соотношения, с одной стороны, подчеркивают специфику самого рифтогенного процесса, а с другой — являются отражением общих физических закономерностей разрушения земной коры на разных уровнях ее структурной организации.

Ил. 3, табл. 4, библи. 56.

УДК 551.243(571.6)

Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта. Плешанов С. П., Ромазина А. А. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматривается характер движения масс земной коры по разломам в области центральной части Байкальского рифта. Различные механические свойства коры на разных глубинах предопределяет выполнение сместителей разломов, образованных в условиях растяжения, и морфологию приразломных структурных форм. Опускание блоков по выполаживающимся сместителям сопровождается наклоном их поверхностей, что создает асимметрию орографических элементов Байкальского рифта.

Ил. 5, библи. 23.

УДК 551.242.12(235.34)

Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне. Левин К. Г. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981.

В общих чертах рассмотрена новейшая структура Байкальской рифтовой зоны, выявленная в результате анализа деформаций экзогенно-активного слоя. Определены величины градиентов скоростей вертикальных неотектонических движений в Прибайкалье и установлены корреляционные зависимости между ними и параметрами, отражающими особенности глубинного строения земной коры, разрывной тектоники и сейсмичности.

Ил. 14, библи. 58.

2 р. 50 к.

3457



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ