ОБЩИЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

 СДВИГИ И ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ЛИТОСФЕРЫ

 (Тектонофизический анализ проблемы)

 С.И. ШЕРМАН

В последние годы при исследовании разломов внимание акцентиро­валось на их морфологогенетической классификации. Обнаружилось, что сдвиги среди разломов наиболее распространсны. 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. Названую разновидность сдвигов Д. Уилсон [Wilson G. Т., 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 к другие признаки. К классу трансформных стали относить п 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 [Freind R., 1974].

В настоящее время в геологической литературе с одинаковой значи­мостью и частотой практически па равных основаниях используются тер­мины сдвиг, трансформный и поперечный разломы, 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 транс­формные 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 па 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 пли 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 Таласес-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 мелко­масштабном картирования, 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 Н. Е., 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. Нередко 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. Механизмы сдвижения здесь совершенно различны. 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$÷$100.

3. Амплитуды смещения сдвигов *а* имеют конечную величину и свя­заны с их длиной L зависимостью *а* = k$L^{b}$, 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 рассечь 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 па глубине переходят в сбросы [Шерман С. И., 1977].

Ограниченность амплитуды сдвигов, ее изменение по простиранию накладывают определенные рамки па широкое практическое использова­ние теоретической схемы сдвигов и сопряженных с ними структур более высоких порядков, разработанной Дж. Муди и М. Холлом (I960).

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. Т., 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. Т., 1965] предложил сдвиговые разломы, по кото­рым смещение внезапно прекращается или изменяет характер и направление и трансформируется в другой тип геологических - структур, называть- трансформенными. 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 неизмененнымн. Becьма существенно (см. рис. 1*, а, а'*), что направление движения по трансформным разломам иногда



Рис. 1. Типы правосторонних трансформных разломов в момент ак­тивизации (а — *е*) и после некоторого периода их развития (*а*' — е') [по Wilson G. Т., 1965].

 Генетические типы трансформных разломав; *а* - хребет-хребет (рифт-рифт);

б – хребет (рифт)- вогнутая дуга; *в*- хребет (риф)- выпуклая дуга; *г* –вогнутая дуга-вогнутая дуга;

*д* - вогнутая дуга- выпуклая дуга; *е* - вы­пуклая дуга - вогнутая дуга; *d* - поддвигание,

u - надвигание.

противоположно тому, ка­кое необходимо для привычного в геологии сдвигового перемещения.

В. Г. Казьминым (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 продолжиться активным левым сдвигом. Это весьма важное наблюдение В. Г. Казьмина расширяет наши представления о кинематике подвижек трансформных разломов на континентальиой коре. Рассмотренный случай, скорее все­го, типичен для дистальных окраинных частей рифто- вых 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 разрушенияя 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. Т., 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



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.

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 допускались сплошность и неподвижность раскалывающегося субстрата» [Wilson G. Т., 1965]. Поэтому механизм формировании 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 н 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 Пишон 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 удленению актив­ной части трансформных разломов.

Развитие идей новой глобальной тектоники и исследование транс­формных разломов дало основание К. Ле Пишону 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



Рис. 3. Блок-диаграмма принципиального строения зоны трансформного разлома (внизу) и геологического разлома (сверху) [по De Long S. Е. с. а., 1979]. Привязка разрезов к блок-диаграмме показана цифрами.

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

главной составляющей скольжения присутствует еще поддвиговая или раздвиговая. В силу этого увеличивается число разновидностей кинема­тических форм трансформных разломов. На него обратили внимание С. А. Ушаков и другие (1977) при геодинамическом анализе поля $∆$gф над главными типами трансформных разломов. При «раздвиговых» и «идеальных» трансформных разломах поле $∆$gф, является изостатически уравнове­шенным, когда же имеет место поддвиговая составляющая движения краев, фиксируется изостатическая неуравновешенность. Это необходимо учи­тывать при количественной геологической интерпретации поля$ ∆$gф. 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 секу­щим 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 развивающпмся на ее флангах трансформным разломам [Шерман С. И., Ле­ви К. Г., 1978]. Механизм очагов здесь имеет раздвиго-сдвиговую природу [Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.. 1977], что хорошо согласуется с «неидеальными» трансформными разломами океанической коры, краткая характеристика которых дана С. А. Ушаковым и др. (1977).

Иследования сейсмической активности в зоне трансформного разлома Чарли-Гиббса показали ее прерывистый характер со средней периодич­ностью 13 лет [Kanamory Н., 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 трансформ- ные разломы (последние чаще всего) могут быть поперечными к любой другой структуре, которая по тем или иным критериям принята за основ­ную, главную. Но эти определения пикак 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 «дотрансформного», более древнего субстрата [Казьмин В. Г., 1978; Шерман С. И., Леви К. Г., 1978]. Косое и наклонное развитие допускается как 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 Пишон 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 квазихрупкос разрушение, в нижней части коры и верхней мантии смещения 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 рас­стояние, 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 па 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 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 па элементарный куб (рис. 5,а). На рис. 5 показано теоретическое направление сдвигов в усло­виях сложного напряженного состояния, когда $σ\_{1}$ $\ne $ $σ\_{2}\ne σ\_{3}$ 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

 $τ\_{α}=$ $\frac{1}{2}$ $σ∙ \sin(2α) $(1)

Максимальная величина касательных напряжений возникает на площад­ке, наклоненной под углом $α$ = 45°, и равна

 $τ\_{max}$ $=$ $\frac{1}{2}$ $σ$ (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 $σ\_{2}$ = 0 , (что не характерно для литосферы), возникает напряженное

состояние чистого сдвига. В этом случае максимальное касательное напряжение $τ\_{max}$



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



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*).

оценивается как$ τ=\frac{σ\_{1}-σ\_{3}}{2}\sin(2α) (3)$

но $σ\_{1}=-σ\_{3}$ для чистого сдвига и

 $τ\_{max}=$ $\frac{σ\_{1}+σ\_{3}}{2}\sin(2α) = σ\sin(2α) \left(3а\right) $

$$при α = 45° $$

$ τ\_{max}$ $=σ\_{1}=-σ\_{3}$ (4)

Так как

 $σ\_{α}=σ\_{1}cos⁡^{2}α$+$σ\_{3}sin⁡^{2}α^{ }$ (5)

[Беляев Н. М., 1967] при $α = 45° $ $σ\_{α}=0$, 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 существует зависимость (закон Гука)

$τ=$ G$ γ$ (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 формировании сдвигов касательные напряжения всегда меньше нормальных и лишь в исключительном случае $τ$ = $σ\_{ }$.

Прочность горных пород на растяжение в 8 $÷$ 10 раз ниже, чем на сжатие. Максимальные напряжения в литосфере при растягивающем поле напряжений будут в целом в 5$÷$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 следующее.

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 наряжения 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, оперяющие 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 оперяющих 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 сжа­тию 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 тращины, во-первых, проникают до его центральной части и, во-вторых, соответственно по падению и простира­нию уменьшают свою амплитуду.



Рис. 6. Разделение разрывов на три класса по Е. Андерсону в зави­симости от ориентаций главных напряжений в земной коре, *а* —надвиги (х > у > z); *б* — нормальные сбросы (z > у > х);

 *в* — сдвиги (х> z> у).

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 Е. М., 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.



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.

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 всестороннего 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 $σ\_{1}$ $\ne $ $σ\_{2}\ne σ\_{3}$. 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 мантию, 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. рас. 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 сдвигания. Описания результирующего состояния и возникающих парагенетическпх 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 вкрест простирания структуры.



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.

Общую схему формирования сдвиговых зон в литосфере, в связи с ее объектным сжатием или расширением, можно пpедставить 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 разрушение 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.



Рис. 9. Схема напряжений и структур в зонах скалывания по [Стоянову С. С., 1977]. R, $R^{’ }$ сопряженные трещины скола, P и L продольные и косые сколы, Т трещины отрыва, Fd эшелонированная система складок.

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 горязонтально. 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 $[τ\_{ср.лит}$] превышают предельное напряжение на срез ве­щества литосферы $[τ\_{ср.лит}$]

 $τ\_{ср}=$ $\frac{F\_{1}}{S}$ $\geq $ $[τ\_{ср.лит}$] (7)

где $τ\_{ср}$ - напряжение среза, возникающее в сечении литосферы, парал­лельном действию мантийных потоков,$ F\_{1}$— активная сила мантийного потока, S — площадь сечения литосферы, $[τ\_{ср.лит}$] — предельное напря­жение на срез литосферы\*

По вертикальному сечению литосферы условия разрушения изменяют­ся, п величина $[τ\_{ср.лит}$] не остается постоянной. Тем не менее напряжения среза пропорциональны активной действующей силе $F\_{1}$, т. о. 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).

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 paзлoмы 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 вызвалили 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 Беньофа и рифтовыми зонами. Названная закономерность нередко давала основание термины 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 Д. 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 закоиу

Н$=$k$\sqrt{t}$ (8)

где H — мощность литосферы, t — ее возраст, k — коэффициент пропор- циональности. 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

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

\* В машиностроении часто принимают $[τ\_{ср}]$ = (0,25 $÷$ 0,35)$ σ\_{Т},$ где$ σ\_{Т}$— пре­дел токучести материала.

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 — сопро­тивление 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 Л. Мерзер [Frend R., Merzer А., 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, подкоровыми конвекцион­ными потоками.

Таким образом, общим в экспериментах Олденбурга — Брунэ и Фрей­да — 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 направлеиие, 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 Р-волн повышены. Это отражает сейсмиче­скую анизотропию верхней мантии [Hess Н. Н., 1964] и подтверждает вы­воды Р. Фрейда и А. Мерзера.

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

 $\frac{S}{σ}$ $\leq $ 1 (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 С., 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

Таблица 1

Основные критерии сдвигов и трансформных разломов



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 собственных сдвиговых зонах?

Расчеты показывают, что максимальные дополнительные напряжения, которые выдерживают породы коры в условиях всестороннего давления, не превышают 10 000 ат (Uffen R.; Jessop А. 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 $α\ne $ 45°. 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 СМЕЩЕНИИ 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 [Freund R., 1974]. В ней акцентируется внимание на отличие сдвигов и их разно­видностей — поперечных сдвигов — от трансформных разломов, также поперечных к срединно-океаническим хребтам, рифтовым зонам и зонам Беньофа.

В. Джилиланд 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 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 Анатолийской системы (Средиземноморье) получены А. Сенджером [Sendor A. М., 1979]. Внутреннее строение трансформных разломов и некоторые их ко­личественные параметры описаны в работах Де Лонга и др. [De Long S. Е.. е. а.. 1977, 1979]. Обобщение накопленного материала по трансформным разломам Атлантики выполнено Р. Уилсоном и К. Вильямсом [Wil­son R. С. L., Williams С. А., 1979].

Тем не менее геолого-геофизическая изученность трансформных раз­ломов еще недостаточна. Это хорошо было подчеркнуто Б. Вайндлеем [Windley В. F., 1979] на конференции, посвященной океаническим и континентальным трансформным разломам. Beдущиеся 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 типа деформации принципиальное отличие сдвигов от трансформных разломов.

Различие между сдвигами и трансформными paзлoмaми 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 механизмом разру­шения. Основанием для этого является специфика оруденения трансформных разломов, секущих литосферные плиты и влияющих на миграцию маг­матических выплавок и гидротермальных флюидов. С трансформными разломами рифта Красного моря связаны стратиформные месторождения цинка, свинца, марганца; трансформными разломами контролируются эпитермальные месторождения ртути Японии, Новой Зеландии и других районов [Ковалев А. А., 1978]. Высказываются мнения [Mitchell А. Н. G., 1976] о связи алмазоносных 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 морфогене- тической гаммы разломов на базе основных типов деформаций коры — одна из важных задач тектоники.

 ЛИТЕРАТУРА

Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. - в кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 133—179.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов. М., гос. изд-во физ.-мат. литературы. 1967. 85 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.

Дабовски Хр. Математическая модель напряжений и перемещений около маг- матических камер и разломов. Геотектоника, геодинамика, тектонофизика, 1975,

№ 3, с. 17-30.

Казьмин В. Г. О paнних 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 Пишон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977, 287 с.

Макклинток Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. М., Мир, 1970, 443 с.

Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений и напряжен- ное 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 зару- бежной тектоники. М., ИЛ, 1960, с. 265-333.

Павлинов В.Л. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъ- юнктивные 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. Пpoблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов. В кн. Тектоническое развитие земной коры и разломов М., Наука,

1979, с. 238-256.

Ушаков С. А., Галушкин Ю.И. Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли. Итоги науки и техники. М., ВИНИТИ, 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 Е. М. The dynamics of faulting, Edinburg. 1951. 142 p.

De Long S. E., Dewey J. P., Fox P. J. Displacment 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.Geol. Soc. London, 1979, v.136, part 3, p. 303-310,

Freund R. Kinematics of transform and transcurent faults.— Tectonophysics, 1977, v., 21. No 1-2, p. 93-134.

Freund R., Merzer A. Anizotropic origin of transform faults.— Science, 1976, v. 192. No 4235. p, 137—138.

Froidevaux C. Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundariec. Earth Wan. Sci. Lett.. 1973, v. 20, p. 419.

Garfunkel Z. Тranscurrent and transform faults: a problem of terminology.- Bull. Gool. Soc. of America, 1972, v. 83. No 11, p. 3491-3496.

Gilliland W. N., Meyer G. P. Two elates of transform faults.- Bull. Geol. Soc. of Amer., 1976. v, 37. No 8, p, 1127-1130,

Hess H. H. Seismic Anisotropv of the Uppermost Mantle under Oceans. Nature, 1964, V. 203, No 4945, p, 629—631

Kanamory H., Stewart G. S. Mode of the strain releaso along the Gibbs fracture zone, mid—atlantic ridge.— Phes. of the Earth and Planetary Inter., 1976, v. 11. No p. 312-332.