

УДК 551 248

Арк. В. Тевелев

### КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ И МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ СДВИГОВ

Рассмотрены кинематика, поведение и модели развития зон тектонических сдвигов в различных обстановках областях дивергенции и конвергенции (вертикальных и наклонных зонах)

**Введение.** До настоящего времени общеизвестные представления о кинематике сдвигового разлома сводятся к тому, что крылья такого разлома движутся горизонтально, параллельно его простиранию и притом в противоположные стороны. Такое представление кинематической картины тектонического сдвига, отражающее формальное определение сдвига, справедливо, но недостаточно. Сдвиг, как и любой другой разлом, это элемент деформационной системы, и его свойства, в том числе кинематические, выявляются при анализе всех элементов этой системы.

Фундаментальные понятийные трудности, возникающие при этом, демонстрирует следующий рис 1. Слева в рамке на рис 1, А показана простая структурная ассоциация, представленная двумя сдвинутыми структурами растяжения (например, рифтовыми бассейнами), соединенными сдвигом. Как возникла такая ассоциация? Первый способ, показанный справа вверху на рис 1, Б, предполагает, что к началу сдвигания впадина существовала в готовом виде, затем она была пересечена разрывом, и половинки впадины были сдвинуты *левосторонне*. Другой способ образования этой структурной ассоциации показан справа внизу (рис 1, В). Впадины (точнее, структуры, из которых впадины развивались) вместе с соединяющим их разрывом существовали изначально и по мере расхождения разделенных ими блоков увеличились в размере и приобрели законченный вид; движение по сдвигу было при такой истории *правосторонним*. Два этих случая сдвигания настолько отличаются один от другого, что даже не существует единой терминологии для описания их кинематики, и чем дальше анализируем эти структуры, тем более неожиданные и неприличные результаты получаем.

Заметим, что первый случай — это случай наложенного, последовательного сдвигания, обычного для сколовых сдвигов Андерсона или Риделя [Тевелев, 2005]. Второй случай — это случай синкинематического сдвигания, одновременного с образованием структур растяжения (или сжатия) и динамически с ним сцепленного. Такая деформационная история обычна для трансформных и трансферных сдвигов. В реальных структурах эти способы формирования сдвиговых ассоциаций не разгорожены стеной, и за-

частую одни и те же сдвиговые зоны по одному набору приразломных структур могут представляться наложенными, а по другому — синкинематическими.

Проблема различий в строении и структурной эволюции посткинематических и синкинематических сдвигов обсуждается с начала 70-х гг. прошлого века в виде полемики о сходстве и различиях между *транс-куррентными* разломами (под которыми в то время понимались крупные континентальные сдвиги) и преимущественно океаническими *трансформными* разломами, введенными к тому времени Т. Вилсоном [Wilson, 1965]. Исследователи, находившиеся на позициях интуитивного понимания всех сдвиговых зон как синкинематических структур, не находили между ними существенной разницы. Комментируя свою точку зрения, Ц. Гарфункель [Garfunkel, 1972] заметил, что множество двусмысленностей и проблем, связанных с терминологией и классификацией сдвигов будут устранены, если помнить, что разломы не являются самостоятельными сущностями, как это обычно трактуется в геологической литературе, это границы масс, движущихся в разные стороны. Однако в других работах, где сравнивались скорее не реальные, а *модельные* характеристики этих групп сдвигов, различия обнаруживались во всех аспектах их функционирования. Наиболее известной в этом смысле была работа Р. Фройнда [Freund, 1974], в которой сравнение облика, способа инициации, соотношений с вмещающими комплексами и параметров смещения

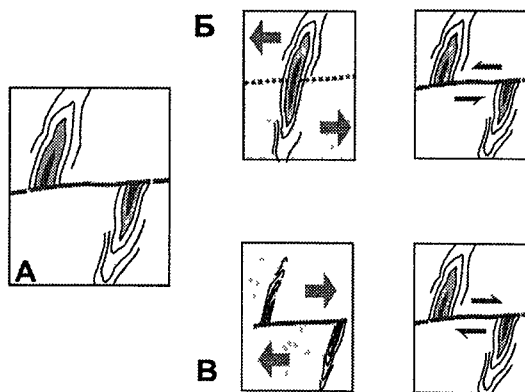


Рис 1 Способы образования структур растяжения со сдвигом. Пояснения см в тексте

Таблица 1

Сравнение характеристик посткинематических и синкинематических сдвигов (по [11] с дополнениями и изменениями)

Посткинематические сдвиги (на примере транскуррентных разломов)	Синкинематические сдвиги (на примере трансформных разломов)
Тк 1 Видимые смещения маркеров совпадают со знаком движения на разломе	Тф 1 Видимое смещение хребтов противоположно знаку смещения на разломе
Тк 2 Смещения обычно меняются по длине разлома, постепенно уменьшаясь от середины разлома к его концам	Тф 2 Смещения одинаковы по всей длине разлома и полностью компенсированы на конце разлома аккомодационными структурами
Тк 3 Смещения меньше определенной доли длины разлома	Тф 3 Смещения не ограничены, могут быть больше, чем длина активного разлома
Тк 4 Видимые смещения разорванных сдвигом маркеров совпадают с направлением сдвига	Тф 4 Видимые смещения разорванных сдвигом маркеров могут не совпадать с направлением сдвига
Тк 5 Почти нет противоположных смещений на параллельных разломах	Тф 5 Обычны параллельные разломы с противоположными смещениями одинаковой амплитуды
Тк 6 Смешаются породы, более древние, чем сдвиг	Тф 6 Смешаются породы, более молодые, чем сдвиг
Тк 7 Сопряженные разломы сходного размера обычны	Тф 7 Сопряженные разломы могут появиться только как вторичные особенности вблизи разломных изгибов
Тк 8 Разлом расположен косо, иногда параллельно к структурам сжатия и растяжения вокруг него	Тф 8 Обычно, хотя и необязательно, разлом расположен под прямым углом к структурам сжатия и растяжения на его концах
Тк 9 Разломы являются составной частью внутренней деформации некоторой области и обычно сопровождаются другими структурами	Тф 9 Разломы являются границами жестких плит и трансформируют (преобразуют) напряжения, возникающие на одном конце, полностью к другому концу

по трассам сдвигов разных групп привело автора к выводу об их принципиальной полярности

За время, прошедшее после публикации этих работ, наше понимание кинематического поведения сдвигов, особенно трансформного типа, радикально изменилось. Поэтому представляется необходимым провести современный сравнительный анализ кинематических характеристик различных сдвиговых структур (табл. 1). В качестве основы этой таблицы использована та часть схемы Р. Фройнда, которая касается различий в параметрах сдвиговых перемещений вдоль разломных трасс, схема существенно дополнена и изменена.

### Посткинематические сдвиги

Особенности структурной эволюции посткинематических сдвигов рассматриваются обычно на примере транскуррентных разломов. Содержание понятия "транскуррентный" (букв. сквозной) разлом претерпело значительные изменения. В середине прошлого века под этим названием выделялись крупные документированные континентальные сдвиги любой природы, всем им приписывалась единственная обстановка развития — чистого сдвига [Anderson, 1942], так что их эволюция интерпретировалась в рамках модели Андерсона (рис. 2). В этой модели предполагается, что сдвигание происходит в сопряженных плоскостях главных сколовых напряжений. Упругое сдвигание при переходе предела прочности приводит к разрыву сплошности фактически в одной точке (очаге), от которой в разные стороны расходятся вдоль разлома деформации сжатия (по направлению сдвига) и растяжения (на конце сдвига). Вдоль

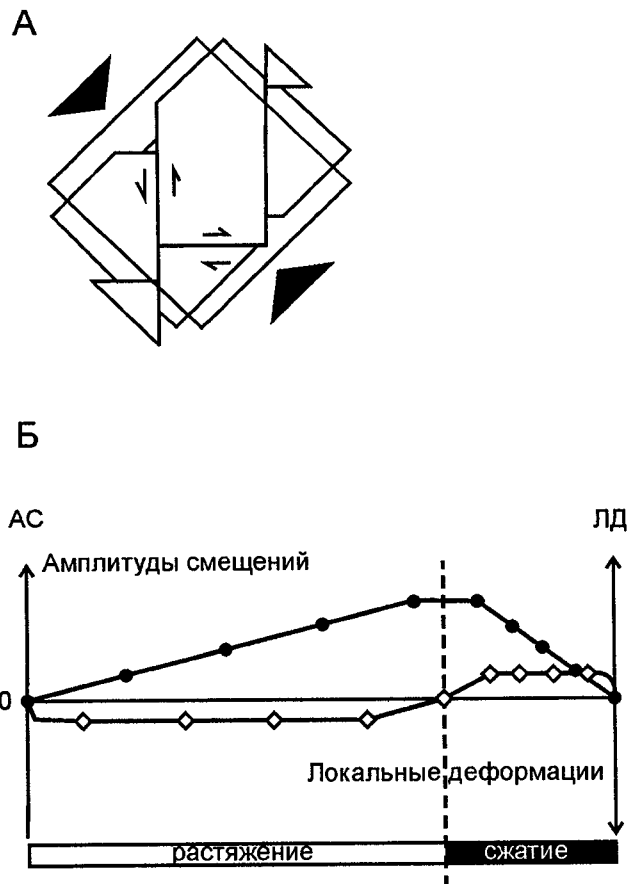


Рис. 2 Структурные проявления сдвига в модели чистого сдвига. А — деформация чистого сдвига реализуется посредством попеременного скольжения на сопряженных разнонаправленных сдвигах, Б — амплитуды перемещений и величины деформаций на правостороннем сдвиге Андерсона

разрыва формируются пары структур растяжения (длинные) и сжатия (примерно в два раза меньшие по длине), покрывающие всю трассу сдвига. Эти парные деформационные структуры А И Суворов назвал динамопарами [Суворов, 1963]. Заметим, что и те, и другие монотонны, одинаковы по величине дисторсии по всей длине структур. Мгновенные скорости движений максимальны в центре разрыва, а максимальные накопленные смещения сдвинуты по направлению сдвига и расположены именно там, где деформации растяжения в крыле сдвига сменяются деформациями сжатия (положение (тк 2), здесь и далее см табл 1). Так как сдвигание происходит вдоль трассы разлома с нулевыми амплитудами перемещений на его концах, амплитуда сдвиговых движений всегда меньше длины разлома (тк 3). Направление движений по сдвигу в устойчивых полях напряжений постоянно (тк 1).

В природных структурах такая модельная картина наблюдается редко, потому что реальная среда неоднородна. Уже первые теоретические модели, например приведенные в известной книге [Разломы, 1963], предполагали, что распределение структур сжатия и растяжения в крыльях разлома может быть более или менее произвольным, а длина разлома может меняться вследствие приложения продольных нагрузок к разломной зоне как к единому целому. Эта идея, принадлежащая, видимо, В С Буртману, является очень ценной; ниже будет показано, что множество сдвиговых зон интегрировано в системы сжатия и растяжения и вместе с ними испытывает продольное сокращение или продольное удлинение.

К середине 80-х гг прошлого века большинство крупных континентальных сдвиговых зон было в большей или меньшей степени изучено, но реально сопряженные пары крупномасштабных сдвигов разного знака так и не были обнаружены. Вообще говоря, для определенных динамических ситуаций одновременное присутствие различно ориентированных сдвигов разного знака

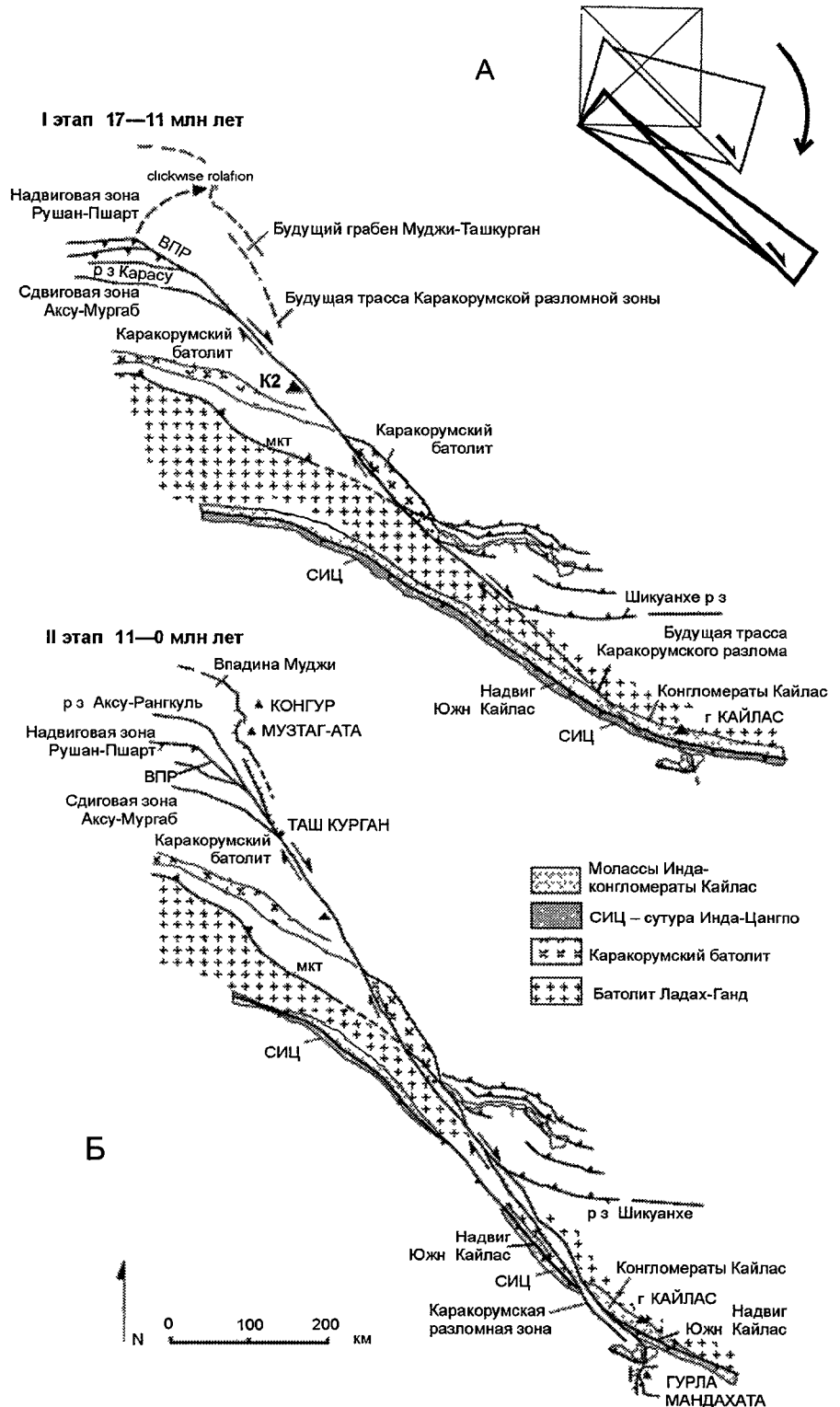


Рис 3 Структурные проявления сдвига в обстановке простого сдвига А — в обстановке простого сдвига сохраняется ориентировка поверхности сдвига за счет “жесткого” поворота (ротации) деформируемого объема Б — двухстадийная модель развития зоны Каракорумского сдвига [Murphy et al, 2000]. Разломная зона удлиняется, эволюционируя от сдвигового ограничения миоценовой Каракорумской дуги до сдвигового ограничения всего Памиро-Гималайского синтаксиса

вполне органично, примером чему являются пары сдвигов, ограничивающих орогенные клинья (Алтынтаг + Каракорум, Дарвазский + Южно-Гиссарский, Чаман + Герат, Восточно-Анатолийский + Северо-Анатолийский и пр.) Однако ни в одном случае не удалось доказать наличие явных структурных и геологических связей между этими разломами и представить их сопряженную эволюцию в рамках модели Андерсона. Поэтому общее признание получила идея, согласно которой деформационная история крупных транскуррентных разломов лучше соответствует модели *простого* сдвига [Silvester, 1988].

В этой модели сдвигание происходит по единственной системе разрывов, пространственное положение которой сохраняется за счет общего разворота (ротации) вмещающих комплексов (рис 3, А). Структурные рисунки сдвиговых зон в областях простого сдвига разнообразнее и сложнее, чем в областях чистого сдвига, но в общем они подобны. Поскольку все сдвиги транскуррентной разломной зоны в постоянных условиях нагружения по определению имеют один, притом не меняющийся знак движений, вторичные структуры сжатия и (или) растяжения в сдвиговой зоне кинематически устойчивы, а их пространственное распределение достаточно жестко связано с их ориентировкой (тк 5). В случае однородной сдвиговой зоны, представленной кулисно расположенными только конвергентными или только дивергентными сдвигами, каждый из них в ходе эволюции меняет длину, растягиваясь (при формировании в кулисных перекрытиях структур растяжения) или сокращаясь (при формировании структур сжатия), но общая длина сдвиговой трассы будет только увеличиваться.

Как было показано еще в пионерских работах М Чиннери, основная эволюционная тенденция развития транскуррентного сдвига состоит в том, чтобы продолжать самого себя, так как каждый акт сдвига сбрасывает напряжения по всей трассе сдвига, кроме его окончаний, где, стресс, напротив, только увеличивается [Chinnery, 1961]. Конфигурация поля концевых напряжений такова, что удлинение разлома происходит по кривой траектории, т.е. с изменением ориентировки разлома и образованием расщеплений (конских хвостов) на его концах (тк 8, 9). Другими словами, длина транскуррентного разлома может расти со временем *из-за многостадийности деформаций*. Довольно часто главный разлом останавливается в определенной точке в течение длительного времени до появления нового значительного стресса, а потом надстраивается дальше по новой траектории и с новым рисунком вторичных разломов (рис 3, Б).

Исследования последних лет показали, что семейство сдвигов, в которое входили транскуррентные структуры в старом смысле этого термина, очень неоднородно. Оно включает по крайней мере две группы сдвиговых зон. Во-первых, это сдвиги, ориентированные косо или даже нормально к направлению конвергенции или дивергенции во вмещающих деформационных поясах, и, во-вторых, сдвиги, близко параллельные к этим направлениям. Инициация и развитие сдвигов первой группы связаны в большинстве случаев с реализацией продольной компоненты напряжений при косых блоковых взаимодействиях (тк 8), и в связи с этим они являются элементами транспрессивных или транстенсивных деформационных ассоциаций. Именно эти сдвиги в наибольшей степени соответствуют классическим транскуррентным разломам, и именно за ними мы предложили закрепить это название [Тевелев, 2005]. Сдвиги второй группы по структурно-динамическим характеристикам являются трансферами [Тевелев, 1997, Gibbs, 1984], в целом это синкинематические структуры с эволюционными характеристиками, близкими к трансформным разломам. Заметим, что в упомянутых выше парах сдвигов орогенных клиньев один разлом, как правило, транскуррентный, а другой — трансферный.

Чтобы избежать двусмысленностей, отметим, что локальная структура сдвиговых зон любого типа определяется характером перемещений крыльев разломных зон (по определению одинаковых у всех сдвигов), а также трендом эволюционного развития всей разломной зоны, которое в большинстве случаев сводится к ее удлинению. По этой причине структурная морфология или структурный рисунок большинства сдвиговых зон подобна — независимо от того, являются ли они спрединговыми трансформами, коллизионными транскуррентными разломами, рифтовыми или орогенными трансферами. Различают их динамические обстановки инициации, тонкие особенности структуры и типы кинематического поведения.

Чтобы избежать двусмысленностей, отметим, что локальная структура сдвиговых зон любого типа определяется характером перемещений крыльев разломных зон (по определению одинаковых у всех сдвигов), а также трендом эволюционного развития всей разломной зоны, которое в большинстве случаев сводится к ее удлинению. По этой причине структурная морфология или структурный рисунок большинства сдвиговых зон подобна — независимо от того, являются ли они спрединговыми трансформами, коллизионными транскуррентными разломами, рифтовыми или орогенными трансферами. Различают их динамические обстановки инициации, тонкие особенности структуры и типы кинематического поведения.

### Синкинематические сдвиги

В наиболее явном виде эволюционные особенности синкинематических сдвигов выражены в поведении трансформных разломов — структур, чье функционирование прямо и непосредственно отражает кинематику вмещающих и управляющих их развитием динамически активных зон. В вилсоновской модели трансформные разломы формируются при разрастании (или дилатации) среды в изначально кулисно смещенных дискретных активных зонах (рис 4, А). Развитие такой системы заключается в том, что в центральных частях каждого спредингового сегмента литосфера разрастается, и материал от оси хребта расходуется в разные стороны. За пределами активной области, по каждую сторону от нее, потоки монотонны и однонаправленны (плиты расходятся “жестко”), но между отдельными сегментами потоки движутся навстречу друг другу, и их границей как раз и является трансформный сдвиг. Очевидно, что в таких дилатационных трансформах знак сдвиговых движений противоположен видимому расположению (или кулисности) осей разрастания (тф 1).

Чтобы четко представлять себе зависимость поведения трансформы от скоростных характеристик зон

разрастания, введем понятие скоростной матрицы, смысл которого понятен при рассмотрении рис 4, на котором буквами  $v, v, w, w$  обозначены скорости разрастания от осей активных зон, соединенных трансформой

Известно, что пространственная конфигурация такой спрединг-трансформной системы может быть устойчивой только при симметричном разрастании. В общем случае проблема устойчивости ставится следующим образом. Предположим, что имеется пара расходящихся плит, разделенных сегментированной областью разрастания (рис 4). Плиты расходятся жестко, и случайные скоростные характеристики отдельных сегментов разрастания не должны сказываться на общем однородном расхождении плит. В случае симметричного спрединга скорость расхождения плит и локальные значения скорости разрастания самосогласованны, и ось спрединга остается устойчивой. При асимметричном спрединге скорость разрастания в одном направлении больше скорости расхождения плит, а в другом — меньше, и единственный способ их уравновесить — это сместить ось спрединга в сторону меньших значений скорости. Оси зон с асимметричным разрастанием будут неизбежно смещаться в латеральном направлении.

Балансировка системы за счет смещения осей разрастания резко ограничивает возможные кинематические режимы в областях, включающих трансформы растяжения. Если к ним добавить условие, что уравновешивание значений скорости происходит в модели без образования компенсирующих структур сжатия, то возможные скоростные матрицы зон разрастания представлены набором, который показан на рис 4 внизу.

**Симметричное разрастание.** В случае симметричных равноскоростных зон разрастания кинематическая реализация трансформ наиболее проста. Рассмотрим идеализированный случай разлома, связывающего две зоны симметричного разрастания и протягивающегося через всю структуру растяжения (рис 5, А). Активное (т.е. трансформное) сдвигание имеет место только в центральном отрезке разлома, расположенном между изначально смещенными стационарными активными зонами.

Как измерить амплитуду движений по такому трансформному сдвигу? Обычно для этого мы определяемся с плановыми смещениями одновозрастных маркеров, например одновозрастных магнитных аномалий. В окрестностях трансформы мы обнаруживаем четыре таких маркера — по одному в каждом квадранте, которые выделяются пересечениями активных зон и трансформным разломом. Соответственно появляется несколько вариантов измерения их относительных смещений.

Наиболее привычно измерить смещения маркеров в разных крыльях разлома по одну сторону от зоны разрастания (т.е. в квадрантах 1—2 или 3—4), в свое время именно изучение этих смещений позволи-

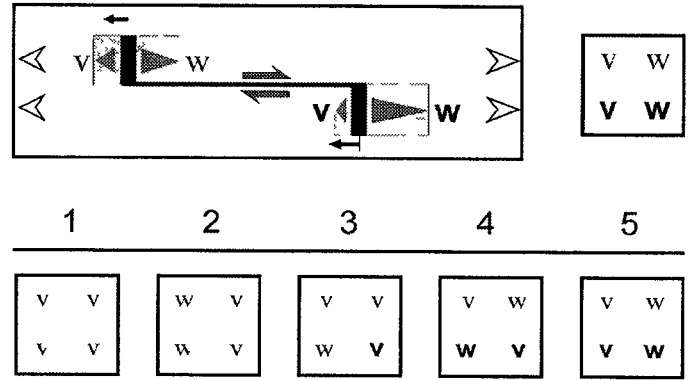


Рис 4 Скоростная матрица системы разрастания, состоящей из двух активных зон и соединяющей их трансформы. Согласование однородного ("жесткого") расхождения плит и асимметричного спрединга в отдельных сегментах происходит за счет латерального смещения осей спрединга (черные стрелки) в сторону меньших скоростей разрастания. Внизу — набор возможных скоростных матриц.

ло Х. Хессу выдвинуть идею крупномасштабных горизонтальных движений океанского дна [Hess, 1962]. Понятно, однако, что они не являются результатом сдвига — расположение маркеров здесь соответствует исходной плановой конфигурации активных зон, реальные сдвиговые движения между этими маркерами отсутствуют, хотя каждая точка разлома являлась в свое время частью активного сдвига. Поэтому в этих квадрантах величины смещений по маркерам любого возраста одинаковы, а амплитуды сдвиговых движений равны нулю.

Расстояния  $d_{1-3}$  и  $d_{2-4}$  между маркерами в разных крыльях разлома по разные стороны активной области, несомненно, включают сдвиговую компоненту. Заметим, что если подходить формально, то знак движений в одной паре маркеров представляется левосторонним, а в другой — правосторонним. Ни одно из этих расстояний не отражает реальной амплитуды движений по сдвигу. В одном случае оно больше величины исходного смещения активных зон на амплитуду разрастания, а в другом — на столько же меньше. И наконец, случай смещения  $d_{1-4}$ , в обычной структурной геологии немислимый, поскольку оба маркера находятся в одном крыле разлома. Однако именно в этом случае расстояние между маркерами совпадает с истинной амплитудой движений в трансформном разломе (за время после образования маркеров), хотя понятно, что никаких сдвиговых движений между этими маркерами не было. Эта амплитуда просто равна величине разрастания.

Отметим следующее важное обстоятельство. Так как конфигурация спрединг — трансформной системы в этой модели со временем не меняется, а накопленная амплитуда движений на трансформе пропорциональна времени (рис 5, Б), она может в итоге как угодно превосходить длину разлома, и это важное отличие сдвигов Вилсона от андерсоновских структур (тф 3). Амплитуда движений на трансформе никак не зависит от ее длины, хотя поначалу представить это довольно сложно. Для наиболее длинных трансформ

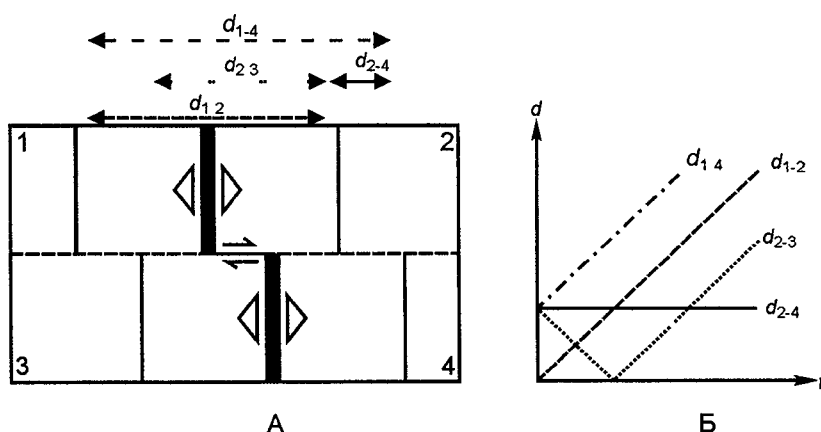


Рис 5 Смещения одновозрастных маркеров на простом трансформном разломе А — варианты расположения одновозрастных маркеров, Б — зависимость накопленных амплитуд смещений на разных парах маркеров от времени

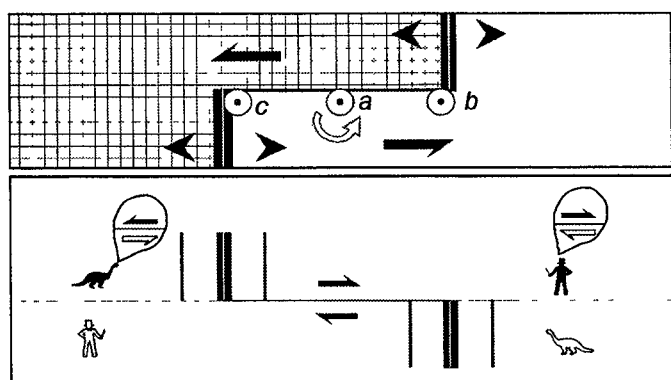


Рис 6 Проблемы определения знака и амплитуды движений на трансформном разломе Вверху — схема измерения накопленной амплитуды перемещений фрикционным счетчиком Внизу — неопределенность знака движений на трансформном разломе Пояснения см в тексте

накопленная амплитуда превосходит их длину в 3—4 раза, а для небольших структур это соотношение может достигать многих десятков раз. При этом важно осознавать, что в спрединговых трансформных сдвигах начинает работать в одних породах, а продолжает в совершенно других, так что не существует точки на крыле разлома, мимо которой противоположное крыло сдвига сместилось бы с *полной* амплитудой [Тевелев, 2005].

Из-за этого измерение амплитуд сдвига на трансформе является нетривиальной операцией. Представим, что мы измеряем накопленную амплитуду смещений на сдвиге следующим образом. В стенку одного из блоков вмонтируем фрикционный счетчик наподобие велосипедного одометра, который будет отмечать, на какое расстояние проехал мимо него соседний блок (рис 6, вверху). Очевидно, что через некоторое время счетчик уйдет из активной области и перестанет крутиться. Накопленная на счетчике амплитуда будет определена зависеть от места, куда мы его поставим, и в целом может меняться от 0 (положение *b*) до полной длины активного отрезка трансформы (положение *c*). В типичном случае трансформы со

средней скоростью 2.5 см/год и длиной 50 км время сдвигового контакта для вновь образованных пород — 2 млн лет, накопленная амплитуда сдвига за время контакта составит 50 км. Далее трансформа будет функционировать уже совершенно в других породах, которые будут полностью *моложе* сдвига (тф 6).

Заметим, что попытка определить знак движения на трансформе из *внешней* системы координат наталкивается на фундаментальную неопределенность, похожую на неопределенность присвоения знака движения в вышеописанной ситуации с двумя парами маркеров. Знак движения на сдвиге выводится, как известно, из направления перемещения наблюдателя на противоположном

крыле разлома. Как видно на рис. (рис 6, внизу), для наблюдателей, находящихся в квадрантах 2 и 3, их относительные плановые перемещения являются *правосторонними* и совпадают с направлением движения на разломе. Однако для наблюдателей, находящихся в квадрантах 1 и 4, ситуация совершенно необычна — их перемещения представляются *левосторонними*, обратными по отношению к движению в активной центральной части разлома. Во внешней системе координат направление мгновенных движений в трансформном разломе принципиально неопределенно, и это обстоятельство является фундаментальным для кинематики вилсоновских сдвигов. Направление сдвига на трансформе неспецифично к общему режиму деформирования спрединговых систем и определяется только случайным расположением сегментов разрастания на ее концах. Именно поэтому в спрединг-трансформной системе могут существовать пары параллельных, но противоположных сдвигов (тф 5), как, например, в знаменитой паре трансформ Клиппертон и Сикейрос в Восточно-Тихоокеанском поднятии.

**Несимметричное разрастание** При несимметричной скоростной матрице (рис 7, II—V) эволюция систем разрастания еще сложнее, потому что в этих условиях постепенно меняется сама конфигурация рифт-трансформной системы за счет указанного выше латерального дрейфа спрединговых осей. Причины, порождающие локальную скоростную асимметрию зон разрастания, остаются слабоизученными. Похоже, что асимметрия вызывается главным образом взаимодействием спрединговых хребтов с разномасштабными горячими точками и в своей основе имеет термический характер [Lonsdale, 1989]. Кроме того, асимметрию могут вызывать и локальные факторы, например асимметричная конвекция в подстилающих спрединговые центры источниках [Rouzo, 1995]. В океанах скоростная асимметрия присуща главным образом молодым хребтам с неустоявшимся режимом движений.

В самом простом случае несимметричного разрастания значения скорости по разные стороны от

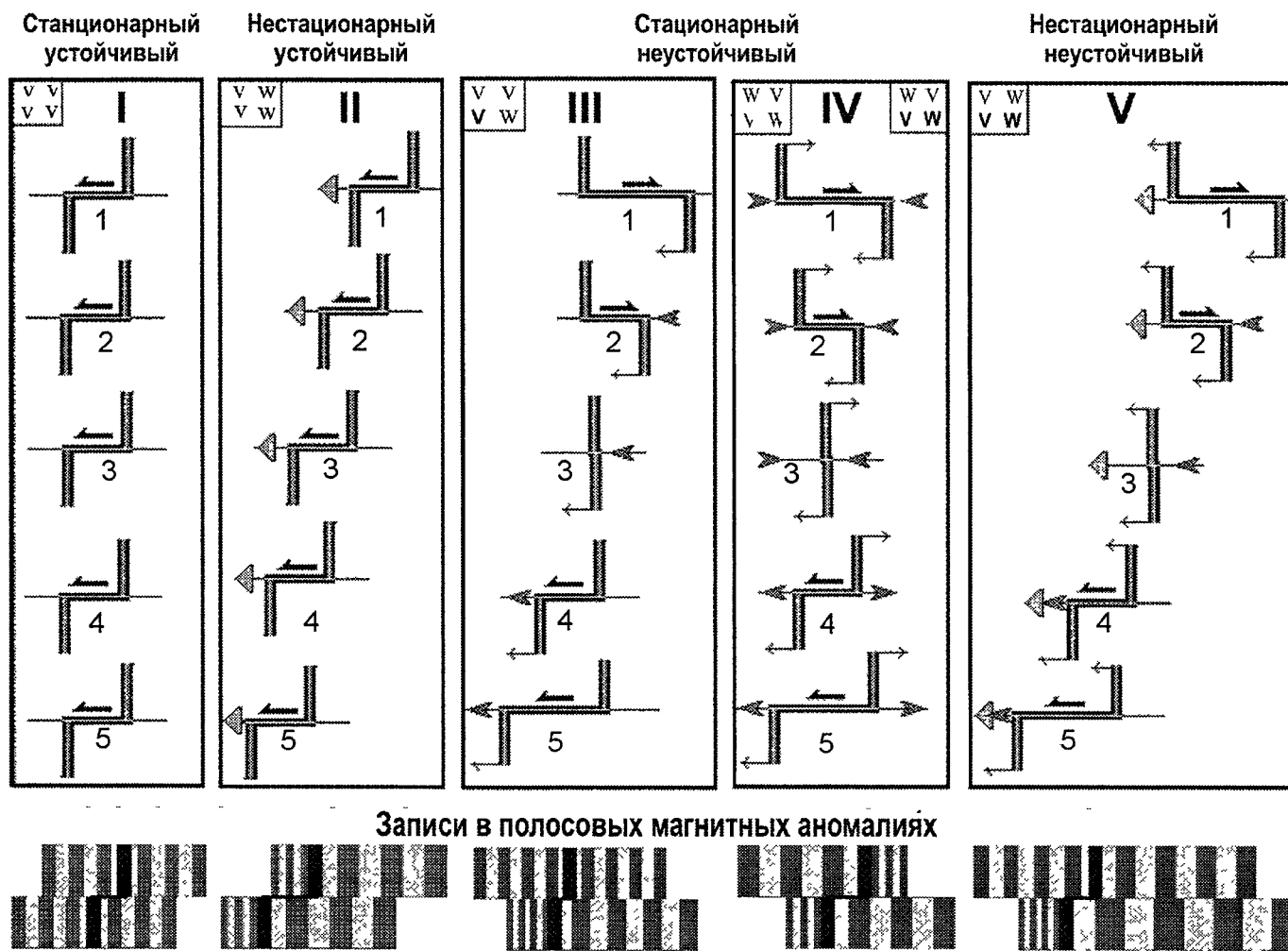


Рис 7 Кинематические режимы развития сдвигов систем разрастания при разных значениях скоростной матрицы. Пяти сценариям эволюции систем разрастания соответствуют четыре режима кинематического поведения трансформных сдвигов. В нижней части рисунка — записи эволюции области разрастания в магнитных аномалиях (для спрединговых областей)

спрединговых осей попарно равны (рис 7, II). Равномерное латеральное смещение осей обеих активных зон приводит к соответствующему латеральному смещению активной части трансформы. Длина активной части трансформного разлома остается постоянной, сам сдвиг не заякорен и целиком мигрирует в сторону более низких значений скорости.

Эволюционная история трансформы, соединяющей зоны *антисимметричного разрастания* более сложна (рис 7, IV). Длина трансформы при показанных начальных условиях сначала уменьшается до нуля, а затем снова увеличивается. Несмотря на монотонное разрастание активных зон и сохранение, таким образом, тектодинамической обстановки, направление движений в трансформе меняется на противоположное. При этом трансформный сдвиг оказывается заякоренным в своей средней точке.

Показательный момент в этой схеме — это момент, когда области разрастания соединяются в единую структуру, а длина трансформы уменьшается до нуля. Хотя с момента сегментации временно или пер-

воначально единого хребта между его сегментами функционирует *левый* сдвиг, сегменты, тем не менее, сдвигаются *вправо*! Для сколовых сдвигов такая ситуация немыслима (тк 4, тф 4).

И, наконец, трансформы в хребтах с *диссимметричным разрастанием*, т.е. с однонаправленной асимметрией, но разными значениями скорости, эволюционируют наиболее сложным образом (рис 7, V). Обе активные зоны дрейфуют в одну сторону, но с разной скоростью, поэтому при заданной начальной конфигурации трансформы сначала уменьшается в длине (до нуля), а затем снова увеличивается. При этом трансформный сдвиг не заякорен ни в одной точке, — меняясь в длине и меняя знак движения, он дрейфует в сторону более низкой скорости.

Таким образом, оказывается, что существует всего пять различных сценариев эволюции трансформы растяжения, полностью определяемых их скоростной матрицей. Показанный на рис 7 третий сценарий, когда в одном сегменте разрастание симметричное, а во втором — несимметричное, известен как модель

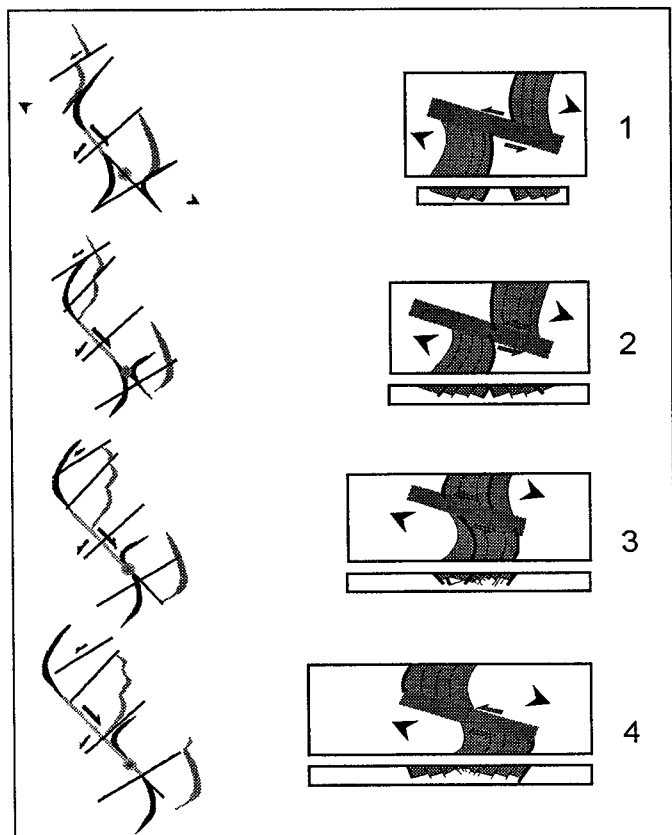


Рис 8 Развитие трансфер-грабеной системы Цифрами обозначены последовательные этапы эволюции Слева — изменения конфигурации краевых сбросов и депоцентров полуграбенов, а также связывающих их трансферных сдвигов, справа — развитие участка рифтовой области, помеченного на левой схеме кружком, и его разрезы

Раналли [Хаин, Ломизе 1995] и является частным случаем антисимметричного разрастания. Важно еще раз отметить, что показанное здесь изменение геометрии трансформы — это часть эволюции области разрастания, которая записывается в вещественных комплексах, например в различно намагниченных полосах свежей океанической коры. В нижней части рис. 7 представлены записи эволюции всех рассмотренных групп трансформ в магнитных аномалиях. Хотя конечная конфигурация трансформных доменов намеренно представлена на рисунке одинаковой, их история существенно различается, и ее можно восстановить из анализа структуры магнитных аномалий.

В представленных эволюционных схемах трансформ можно проследить важную закономерность, заключающуюся в том, что режим уменьшения длины, “схлопывания” трансформ является неустойчивым и обязательно переходит в режим продольного удлинения. Удлинение, растягивание разломных зон не является чисто описательной характеристикой изменения их геометрии — это реально существующий динамический режим, обеспечивающий *продольное растяжение* трансформного домена и его рифтовый (шелевой) облик.

**Сдвиги континентальных областей растяжения.** Несмотря на широко распространенную уверенность

в уникальности спрединговых трансформ и их несовместимости с другими типами сдвигов, особенно континентальных, эволюция рифтовых сдвигов принципиально не отличается от эволюции трансформ.

Синрифтовые сдвиги выравнивают, поглощают неоднородности направлений и скорость блоковых движений внутри рифтовой системы, по условиям образования они относятся к группе трансферных разломов [Gibbs, 1984]. Так же как и трансформы, трансферы являются синкинематическими структурами и развиваются одновременно со структурами растяжения — отдельными рифтовыми грабенами, бассейнами или целыми рифтовыми зонами. Формирование таких разломов связано с тем, что общее растяжение структурированной континентальной литосферы обязательно будет неоднородным — в ней будут сосуществовать слабо растянутые домены и сильно растянутые “дырки” (грабены, бассейны и пр.) между ними. При общем горизонтальном расширении рифтовой системы эти неоднородно деформируемые структуры будут сдвигаться одна относительно другой вдоль разломов — трансферов (рис 8).

Крайне нерегулярное площадное распределение осадочных горизонтов в рифтовых зонах подтверждает более или менее свободную миграцию бассейнов растяжения по мере эволюции рифтовой системы. Подобно трансформам, трансферы заканчиваются на структурах растяжения, и в большинстве случаев это выглядит как более или менее плавный переход преимущественно сдвигового разлома в краевой сброс грабена или системы грабенов. Поэтому распределение смещений по трассе трансферного разлома, как правило, нерегулярное (из-за изменчивой геометрии разрывной поверхности), а амплитуда движений на концах разрыва не нулевая. Знак движения на трансфере растяжения противоположен видимому расположению рифтовых бассейнов, которые он соединяет. Во внешней системе координат направление сдвига на трансферном сдвиге *неопределенно*, так как зависит от положения наблюдателя относительно углов грабено-трансферных сочленений.

Пространственная эволюция трансферов явно зависит от симметрии вмещающих структур растяжения. Континентальные рифты практически всегда асимметричны, и развитие связанных трансферами локальных рифтовых бассейнов (полуграбенов) происходит по тем же правилам, что и развитие асимметричных спрединговых центров. Это означает, что в общем случае депоцентры полуграбенов и сопряженные с ними краевые разломы смещаются в направлении, противоположном сбрасыванию, так что разрывы зоны краевого сброса обычно самые молодые во всей системе растяжения (рис 8). Конфигурация грабено-трансферных систем меняется так же, как спрединг-трансформных, так что и здесь эволюционно выживают только удлиняющиеся трансферные структуры [Тевелев, 2003].



В целом специфику эволюционных путей трансформных и трансферных сдвигов растяжения удобно обсуждать в понятиях *кинематического поведения*. Если под свойством *размерной устойчивости* понимать невозможность или возможность изменения длины разрывной зоны по мере ее эволюции, а под свойством *пространственной стационарности* — закоренность трансформы (хотя бы в одной точке) или способность к свободному дрейфу по простиранию разломной зоны, то все разнообразие кинематических режимов можно свести всего к четырем случаям 1) устойчивое стационарное сдвигание ( $L, X, Y = \text{const}$ , где  $L$  — длина активного разлома,  $X, Y$  — координаты хотя бы одной из его точек), 2) нестационарное устойчивое ( $L = \text{const}, X, Y = \text{var}$ ), 3) стационарное неустойчивое ( $X, Y = \text{const}, L = \text{var}$ ), 4) нестационарное и неустойчивое ( $L, X, Y = \text{var}$ ). Поскольку сам синкинематический сдвиг рассматривается как пассивная граница, то естественно, что указанные группы кинематических режимов отражают определенные параметры инициирующего сдвигание активных зон. Основные из них — это скорости разрастания (спрединга, растяжения, etc) в связанных сдвигом активных зонах и степень симметричности этих скоростей. Соответствие кинематического поведения сдвигов систем растяжения их скоростным матрицам показано на рис 7.

**Синкинематические сдвиги областей сжатия.** Синкинематические сдвиги областей конвергенции принципиально подобны во всех масштабах — от крупнейших океанических трансформ типа дуга—дуга до относительно малых трансферных сдвигов, сочленяющих отдельные складчато-надвиговые пакеты в коллизионных поясах. Для сдвигов этой группы могут быть определены те же типы кинематического поведения, что и для рассмотренных выше сдвигов областей растяжения, однако наборы параметров, контролирующих их кинематику, более разнообразны и сложны. В отличие от крупномасштабных зон разрастания, формирующихся, как правило, над вертикально восходящими потоками, зоны поглощения только в редких (и притом дискуссионных) случаях ориентированы вертикально, обычно они залегают наклонно. Кинематическое поведение сдвигов областей конвергенции контролируется не только и даже не столько скоростными характеристиками сочленяемых сдвигами зон поглощения, сколько их геометрией. Этот факт был полностью осознан Т. Вилсоном, который выделил три семейства трансформных разломов типа дуга—дуга соответственно направлениям погружения связываемых ими надвигов [Wilson, 1965]. Из-за этого ситуации с вертикальными и наклонными зонами поглощения следует анализировать раздельно.

Схема сдвиговых движений в области конвергенции при вертикальном расположении зон поглощения может быть выведена из следующих соображений. Предположим, имеются два крупных сближающихся литосферных объема, граница которых из-за множества более или менее случайных обстоятельств имеет ломаные очертания. На участках границы,

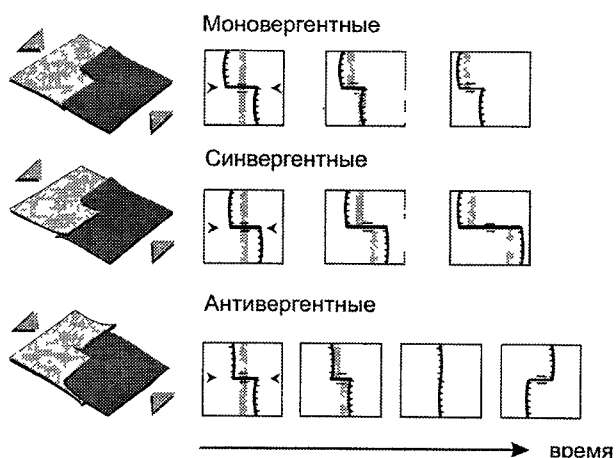


Рис 9 Кинематическое поведение синкинематических сдвигов областей конвергенции. Пояснения см. в тексте

близко нормальных к направлению сближения, образуется система зон сжатия, в каждой из которых сокращение может быть и симметричным и асимметричным. При однородном (“жестком”) сжатии плит и асимметричном сокращении в локальных зонах сжатия их кинематическая балансировка может происходить только за счет латерального дрейфа осей асимметричных зон поглощения в сторону более *скоростного* блока. Поскольку латеральные смещения вертикальных зон поглощения могут быть вызваны только их скоростной асимметрией, то кинематические типы связывающих их сдвигов, сценарии и численные параметры их эволюции зеркально подобны кинематике рассмотренных выше сдвигов систем разрастания.

До сих пор остается неясным, насколько широко распространены в природе вертикальные зоны поглощения. Видимо, субдукционные зоны любого типа в пределах литосферы всегда наклонны. Менее масштабные зоны поглощения могли бы быть вертикальными при образовании зон сплющивания — относительно небольших, как в складках расплющивания [Милеев, 1977], или более крупных — как в гипотетических содвигих [Расцветаев, 1997].

**Конвергентные области с наклонными зонами поглощения.** На рис 9 показана идеализированная схема области конвергенции с наклонными зонами поглощения. Соответственно залеганию зон поглощения выделяются три разных варианта их сопряжения: моновергентные (наклонные в одну сторону), синвергентные (встречно наклонные) и антивергентные (наклонные в разные стороны). Очевидно, если углы залегания различаются не слишком сильно, то в моновергентных системах проекция на поверхность граничащих по сдвигу надвигов будет однородно латерально смещаться по направлению надвигания без изменения длины сдвига. В синвергентных активных областях проекции надвиговых зон “разбегаются” с независимыми значениями скорости, наращивая с обеих сторон граничный сдвиг. В антивергентных областях проекции зон поглощения сближаются со ско-

Таблица 2

## Эволюционные режимы синкинематических сдвигов

Обстановка		Стационарные устойчивые	Нестационарные устойчивые	Стационарные неустойчивые	Нестационарные неустойчивые
Области дивергенции	v v				
	v v				
	w v				
	w v				
	v v				
	w v				
	w v				
Области конвергенции					
Вертикальные зоны поглощения	v v				
	v v				
	w v				
	w v				
	v v				
	w v				
	v w				
Наклонные	Моновергентные				
	Синвергентные				
	Антивергентные				

ростью конвергенции, уменьшая длину сдвига до нуля, а после прохождения нулевой точки увеличивают ее с той же скоростью. Соответственно направление движений на сдвиге меняется на противоположное.

Как показывают расчеты, случаи симметричных и асимметричных *наклонных* зон поглощения кинематически не различаются, т.е. поведение связывающих их сдвигов зависит только от геометрии зон поглощения. В моновергентных областях всегда образуются устойчивые нестационарные сдвиговые зоны, в синвергентных — стационарные неустойчивые растягивающиеся, а в антивергентных — стационарные неустойчивые схлопывающиеся, причем сама область поглощения эволюционирует в синвергентную, а направление движений по сдвигу меняется на противоположное.

Заметим, что и в этой группе сдвигов «схлопывающиеся» структуры являются образованиями неустойчивыми. Эволюционно они переходят в сдвиги растягивающиеся, это приводит к тому, что и среди компрессионных сдвигов преобладают разломные зоны с *продольным растяжением*. Структурно продольное растяжение сдвиговых зон сжатия реализуется за счет развития узких пулл-апартовых бассейнов и других структур присдвигового растяжения, вплоть до появления вулканических центров в общей обстановке коллизионного сжатия. В зонах крупнейших трансформных сдвигов к ним добавляются локальные спрединговые центры, возможно, наследующие пулл-

апараты. Самым знаменитым примером структур этого типа является Кайманов желоб в системе трансформ Сан-Ориенте на северной границе Карибской микроплиты, который считается крупнейшим пулл-апаратом планеты [Mann et al., 1995].

Все возможные режимы развития синкинематических сдвигов показаны в табл. 2.

**Заключение.** Простая кинематика крыльев сдвиговых зон и сходство структурных рисунков вмещающих сдвиги территорий порождают иллюзию простоты сдвигов как геологических объектов. Однако приведенный выше анализ показывает, что реальные режимы развития сдвиговых зон, моды их пространственно-временной эволюции во многих случаях имеют необычный характер, поскольку в сильнейшей степени контролируются скоростными характеристиками более крупных деформационных систем.

Кинематическое поведение *конкретных* сдвиговых зон — это индивидуальное отражение *коллективного* поведения всех структур деформационной среды, включающей эти сдвиги. Сведения по эволюции сдвигов разных групп и результаты их моделирования ясно показывают, что кинематическое поведение сдвиговых зон может быть сведено к параметрам, которые так или иначе определяют изменение геометрии порождающих сдвиги активных областей. К ним в первую очередь относится скорость разрастания (или поглощения) в активных зонах, степень их скоростной асимметрии и глубинная геометрия активных

зон Несмотря на разные механизмы инициации и различный тектонический контроль, существуют относительно близкие по кинематическому поведению и соответственно по структурной эволюции семейства сдвигов Наиболее близки в этом смысле семейства сколовых, посткинematических сдвигов, с одной стороны, и семейства синкинematических сдвигов, включающие трансформные и трансферные разломы, — с другой

Несмотря на то что сдвиги — это, несомненно, просто разновидность блоковых границ, в эволюционном плане их удобно рассматривать как самостоятельные, долговременно устойчивые структуры, которые, приспособляясь к конкретным динамическим условиям, могут менять длину, изменять знак движения, свободно мигрировать вдоль разломной трассы или, напротив, быть закоренными в одной или множестве точек Подобные изменения геометрии сдвиговой зоны можно представить как результат ее деформации за счет продольных нагрузений, приложенных ко всему сдвиговому домену как к единому телу Это представление вполне соответствует известным геологическим фактам о том, что серии структурно разобщенных сдвигов часто расположены вдоль единых трасс, большинство сдвигов, особенно трансформных и трансферных, действительно меняет по ходу эволюции свои размеры, а некоторые сдвиги и знак движения, и эти изменения тесно взаимосвязаны с динамическим режимом внутри сдвиговых зон — при удлинении сдвиговой зоны в ней развивается режим продольного растяжения, а при укорочении — режим продольного сжатия

В соответствии с этим кинематическое поведение сдвигов следует описывать двумя наборами данных во-первых, традиционными данными о *кинematике крыльев* разлома, включающими такие характеристики, как скорость, знак и амплитуда перемещений на разломе, распределение скоростей и амплитуд вдоль трассы сдвига и в его вертикальном сечении, во-вторых, это сведения о *системной кинematике сдвиговой зоны*, которые описывают скорость и направление удлинения (сокращения) сдвиговой зоны как единого целого, а также скорость и направление ее дрейфа вдоль разломной трассы Этот набор параметров, вероятно, достаточен для кинематического описания сдвиговых зон

Для оценки структурной истории синкинematических сдвигов важно представлять себе, что к ним неприменимы стандартные палинспастические процедуры, разработанные для секущих сдвигов андерсоновского типа Только в единичных ситуациях величина смещения структурных (и тем более морфологических) маркеров в крыльях сдвига соответствует реальным амплитудам движений В определенных случаях это расположение маркеров первоначально и не меняется по мере сдвигания В других случаях видимые смещения маркеров и знак движения на сдвиге прямо противоположны В противоположность сколовым структурам амплитуды движений на концах синкинematических сдвигов не равны нулю, знак дви-

жения на них может меняться даже в условиях однородной деформации, длина сдвиговой зоны по мере ее развития в большинстве случаев изменяется, а общая амплитуда движений на разрыве может как угодно превышать его длину В целом накопленная амплитуда смещений на трансформном или трансферном сдвиге грубо соответствует величине конвергенции (дивергенции) в активной области, в которой развивается разрыв (за время существования последнего), и эта величина не имеет прямого отношения ни к длине разрыва, ни к видимым смещениям вдоль его трассы Радикальность различий кинематических параметров указанных групп сдвигов отчасти смягчается тем, что, во-первых, большинство длительно развивающихся сдвигов синкинematические, а во-вторых, вторичное структурообразование в областях активных отрезков сдвигов морфологически сходно при любой их механике

Специфику эволюционных путей синкинematических сдвигов удобно обсуждать в понятиях *кинematического поведения*, которое характеризуется параметрами размерной устойчивости и пространственной стационарности и сводится всего к четырем случаям (модам) Для трансформ и трансферов областей растяжения определяется полный набор мод кинематического поведения, которые контролируются скоростными характеристиками областей разрастания, включая степень асимметрии этих скоростей Причины асимметрии в разных тектонических обстановках различны, но в любом случае в условиях несимметричного разрастания “схлопывающиеся” сдвиги эволюционно неустойчивы и рано или поздно переходят в растягивающиеся сдвиги Преобладающему режиму продольного растяжения соответствует долинная, “рифтовая” морфология большинства сдвигов этого типа

В областях сжатия главным фактором, контролирующим эволюцию сдвиговых зон, является пространственная конфигурация зон поглощения Отличная от сдвигов растяжения схема развития приводит, тем не менее, к сходному структурному результату, и в условиях сжатия “схлопывающиеся” сдвиги являются образованиями неустойчивыми и эволюционно переходят в сдвиги растягивающиеся Вследствие этого и среди компрессионных сдвигов преобладают разломные зоны с *продольным растяжением* и щелевой морфологией, которая структурно реализуется за счет развития поверхностных присдвиговых впадин и глубинных структур растяжения

Именно преобладание моды продольного удлинения в развитии сдвиговых зон заставляет обращать основное внимание на три характерные особенности растягивающихся сдвигов их щелевую, “рифтовую”, морфологию, наличие поверхностных бассейнов присдвигового (те продольного) растяжения и наличие аналогичных в структурном смысле глубинных присдвиговых магматических камер и массивов Понимание причин и механизмов развития присдвиговых комплексов позволяет моделировать и оценивать их морфологические, сейсмические, петрологические и экономические характеристики

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 *Милеев В С* Кинематические разновидности складчатости продольного сплюсывания // Бюл МОИП Отд геол 1977 Т 52, вып 4 С 55—72
- 2 Разломы и горизонтальные движения земной коры М, 1963 (Тр ГИН АН СССР вып 80)
- 3 *Расцветаев Л М* Сдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли // Материалы совещания М ГЕОС, 1997 С 136—140
- 4 *Суворов А И* Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники // Изв АН СССР Сер геол 1963 № 9 С 46—60
- 5 *Тевелев А В* Сдвиговая тектоника М Изд-во МГУ, 2005
- 6 *Тевелев Арк В* Кинематика трансферов // Структурные парагенезы и их ансамбли М ГЕОС 1997 С 136—140
- 7 *Тевелев Арк В* Структура и кинематика зон трансферных сдвигов // Вестн Моск ун-та Сер 4 Геология 2003 № 2 С 3—18
- 8 *Хаин В Е, Ломизе М Г* Геотектоника с основами геодинамики М Изд-во МГУ, 1995
- 9 *Anderson E M* The dynamics of faulting Edinburgh Oliver and Boyd, 1942
- 10 *Chinnery M A* The Deformation of the Ground around Surface Faults // Bull Seism Soc of America 1961 Vol 51 P 355—372
- 11 *Freund R* Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics 1974 Vol 21 N 1/2 P 93—134
- 12 *Garfunkel Z* Transcurrent and transform faults a problem of terminology // Geol Soc of Amer Bull 1972 Vol 83, N 11 P 3491—3496
- 13 *Gibbs A D* Structural evolution of extensional basin margins // J of Geol Soc 1984 Vol 141 P 609—620
- 14 *Hess H H* The history of the ocean basins // Geol Soc Am Buddington Vol 1962 P 599—620
- 15 *Lonsdale P* Segmentation of the Pacific-Nazca spreading center // J Geophys Res 1989 Vol 94 P 12197—12225
- 16 *Mann P, Taylor F W, Edwards R L, Ku T L* Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults An example from the northeastern Caribbean plate margin // Tectonophysics 1995 Vol 246(1—3) P 1—6920
- 17 *Murphy M A, An Yin, Kapp P, et al* Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet Timing and magnitude of slip // Geology 2000 Vol 28 N 5 P 451—454
- 18 *Pockalny R A, Fornari D F, Fox P J* Tectonic reconstruction of the clipperton and siqueiros fracture zones evidence for and consequence of changes in plate motion over the last 3 million years // Earth and Planet Sci Lett 1997 Vol 146 P 449—464
- 19 *Rouzo S, Rabinovicz M, Brais A* Segmentation of mid-ocean ridges with an axial valley induced by small-scale mantle convection // Nature 1995 Vol 374 P 795—798
- 20 *Sylvester A G* Strike-slip faults // Geol Soc Amer Bull 1988 Vol 100 P 1666—1703
- 21 *Wilson J T* A new class of faults and their bearing on continental drift // Nature 1965 Vol 207 P 343—347

Поступила в редакцию  
21 02 2006