

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Каримова Анастасия Алексеевна

**СЕГМЕНТНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ РАЗРЫВОВ И ДИСКРЕТНО-ВОЛНОВАЯ
ДИНАМИКА ДЕФОРМАЦИЙ В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)**

Специальность 25.00.03– Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени кандидата

геолого-минералогических наук

Научный руководитель

кандидат геолого-минералогических наук

Борняков С.А.

Иркутск 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ЭВОЛЮЦИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗЛОМАХ ЛИТОСФЕРЫ.....	11
ГЛАВА 2. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ.....	23
2.1. Развитие метода физического моделирования процессов формирования зон разломов и его современное состояние.....	23
2.2. Результаты изучения внутреннего строения сдвиговых зон методом физического моделирования.....	26
ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	36
3.1. Условия подобия	36
3.2. Модельный материал	37
3.3. Экспериментальное оборудование	41
3.4. Техника подготовки и проведения эксперимента.....	43
3.5. Фактический материал и методы обработки	45
ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ СДВИГОВЫХ ЗОН	50
4.1. Эволюция разрывной структуры сдвиговой зоны как периодический процесс.....	50
4.1.1. Фактический материал.....	50
4.1.2. Результаты и выводы.....	52
4.2. Сегментная структура разрывов в сдвиговой зоне.....	56
4.2.1. Фактический материал.....	56
4.2.2. Результаты и выводы.....	57
4.3. Дискретно – волновая динамика деформаций в зоне разлома.....	65
4.3.1. Фактический материал.....	67
4.3.2. Результаты и выводы.....	70

4.3.2.1. Динамика деформаций в разрывно-блоковой структуре сдвиговой зоны.....	70
4.3.1.2. Динамика деформаций в ненарушенном блоке в сдвиговой зоне.....	77
ГЛАВА 5. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СДВИГОВЫХ ЗОН С ИХ ПРИРОДНЫМИ АНАЛОГАМИ.....	89
5. 1. Примеры сегментной структуры разрывов в сдвиговой зоне.....	90
5.2. Примеры возвратно-поступательной динамики смещений по разрыву в сдвиговой зоне.....	95
5.3. Примеры дискретно-волновой динамики.....	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	104
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	105

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Крупные зоны разломов являются важными структурными элементами литосферы, которые определяют её тектоническую эволюцию и контролируют широкий комплекс генетически связанных с их развитием процессов, в том числе таких, важных с прикладной точки зрения, как рудогенез и сейсмичность. Особенности пространственно-временного проявления этих процессов в зонах разломов невозможно выявить без знания основных закономерностей структурно-деформационного развития их внутриразломной разрывной структуры.

Структурный аспект этого развития, представляющий интерес преимущественно для рудной поисковой геологии, давно является предметом комплексных исследований [Вольфсон, Яковлев, 1975; Михайлов, 1984; Белоусов, 1985; Уткин, 1989; Старостин и др., 2002 и др.]. В этом направлении получены фундаментальные результаты, показывающие стадийность развития зон разломов и описывающие характерные для каждой стадии совокупности внутриразломных систем разрывов [Гзовский, 1975; Шерман и др. 1991, 1992, 1994; Семинский, 2003; Семинский и др., 2005; Разломообразование ..., 2014].

Изучение деформационного аспекта развития зон разломов необходимо в основном для выявления закономерностей проявления сейсмического процесса в областях их динамического влияния с целью разработки методов прогноза землетрясений [Шерман и др., 1983; Шерман, 2014]. Исследования в этом направлении имеют ограниченный характер и связаны в основном с экспериментальным воспроизведением модели «stick-slip» [Brace, Byerly, 1966]. Благодаря современному развитию прецизионной инструментальной базы и компьютерных технологий эта модель существенно модернизирована в последние годы [Качарян, Спивак, 2003; Goebel, 2017; Ma et al., 2014]. Полученные результаты имеют важное значение для совершенствования представлений о закономерностях подготовки очага землетрясения. Однако для прогнозных построений их недостаточно, поскольку они характеризуют динамику одного сейсмоактивного разрыва, тогда как в протекающем в разломной зоне деформационном процессе одновременно

участвует большое количество разрывов разных масштабных рангов. Известно, что из всей совокупности внутриразломных разрывных нарушений активными являются только часть из них [Трифонов, 2001; Бачманов и др., 2017]. При этом активность последних может меняться во времени, вплоть до их перехода в латентное, пассивное состояние. Напротив, разрывы длительное время находившиеся в состоянии тектонического покоя могут активизироваться с проявлением сейсмогенных или асейсмичных смещений по ним.

Существуют ли периодичности в активности разрывов на разных масштабных уровнях, меняется ли их активность по простиранию и чем она обусловлена, и каков механизм передачи неупругих деформаций в зоне крупного разлома? Все эти вопросы актуальны как с теоретической, так и с практической точки зрения и являются предметом исследования настоящей диссертационной работы.

Цель работы - Выявить основные закономерности деформационной динамики разрывно-блоковой структуры формирующейся крупной сдвиговой зоны методом физического моделирования.

Задачи исследования:

1. Выполнить с соблюдением условий подобия физическое моделирование процесса формирования крупной сдвиговой зоны Риделя в упруговязкопластичной модели литосферы и собрать с моделей необходимый фактический материал, характеризующий деформационную динамику её разрывно-блоковой структуры.

На основе анализа полученного фактического материала:

2. Выявить наличие периодичностей в деформационном развитии разрывно-блоковой структуры на разных масштабных уровнях;

3. Изучить динамику смещений по разрывам и их связь с деформациями смежных с ними блоков;

4. Оценить особенности пространственной миграции неупругих деформаций в разрывно-блоковой структуре сдвиговой зоны.

Методы исследования и фактический материал. Основным методом исследования являлся метод физического моделирования [Гзовский, 1975].

За время проведения диссертационного исследования автором выполнено более 100 экспериментов. Фотографии, формирующихся в моделях сдвиговых зон, составили исходную основу для сбора необходимого фактического материала в виде измерений определённых параметров. Всего с фотографий собрано более десяти тысяч замеров разных количественных параметров, которые отражают деформационную динамику разрывно-блоковой структуры сдвиговых зон.

Фактический материал, характеризующий деформационную динамику разрывов в сдвиговой зоне, получен при компьютерной обработке фотографий программным комплексом «StrainMaster».

Основные выводы, полученные в процессе анализа и обобщения полученного фактического материала, сформулированы в виде трех защищаемых положений.

Защищаемые положения:

1. Разрывно-блоковая структура сдвиговой зоны развивается неравномерно в виде периодически повторяющихся активизаций деформационного процесса, по масштабу и длительности реализации, укладывающихся в последовательность: период - группа периодов – этап – стадия.

2. Протяженные разрывы в сдвиговой зоне в каждый момент времени представлены совокупностью чередующихся по их простираению активных и пассивных сегментов. Сегментация разрывов и кинематика активных сегментов определяются особенностями деформаций в смежных с ними блоках.

3. Деформационный процесс в сдвиговой зоне имеет дискретно-волновой характер и реализуется в виде периодически проходящих по ней локализованных фронтов деформаций. Пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне определяется граничными условиями экспериментов и степенью развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры.

Научная новизна исследования. На основе результатов физического моделирования процессов формирования крупных сдвиговых зон в упруговязкопластичных моделях литосферы впервые установлено:

1. При постоянной скорости деформирования модели развитие разрывно-блоковой структуры сдвиговой зоны происходит неравномерно, а именно в виде повторяющихся последовательностей разномасштабных активизаций. В масштабе всего процесса формирования сдвиговой зоны выделены три таких активизации, определяемые как стадии. В пределах стадий выделяются менее продолжительные активизации, определяемые как этапы, которые подразделяются на периоды, в рамках которых реализуются единичные активизации низшего ранга. Таким образом, расширены ранее выявленные представления о периодичности развития сдвиговых зон в виде стадий [Шерман и др., 1991; Семинский, 2003, 2005].

2. Все активные разрывы в сдвиговой зоне имеют изменяющуюся по простиранию сегментную структуру. Активные сегменты имеют разную деформационную активность, а нередко и кинематику. Показано, что причиной сегментации разрывов является разная динамика деформаций в смежных с разрывом блоков.

3. Деформации в упруговязкопластичной среде могут распространяться в виде уединенных локализованных линейных фронтов. В частности, показано, что деформационный процесс в сдвиговой зоне, формирующийся в модели с такой реологией, имеет дискретно-волновой характер.

Теоретическая и практическая значимость. Теоретическая значимость диссертационного исследования заключается в том, что полученные новые результаты вносят вклад в дальнейшее развитие теории разломообразования. В частности, существенно расширены представления о ранее выявленной неравномерности в деформационной эволюции внутренней структуры зон разломов [Шерман и др., 1991, 1992, 1994; Семинский 2003, 2005]. Показана избирательная, сегментная активность протяженных разломов по их простиранию и её физическая природа. Получено

дополнительное подтверждение возможности передачи неупругих деформаций в литосфере в виде локализованных фронтов деформаций.

Практическая значимость диссертационного исследования заключается в том, что выявленная сегментная динамика разрывов в сдвиговой зоне создает предпосылки для разработки тектонофизической модели подготовки очага землетрясения. Кроме того, факт возможности реализации смещений разного знака на разных активных сегментах в пределах даже одного разрыва, в условиях равномерного нагружения модели с постоянной скоростью, следует учитывать при реконструкции полей напряжений геолого-структурными методами.

Личный вклад автора. Работа представляет собой итог и обобщение результатов исследований, проведенных автором в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Выполнено физическое моделирование процессов формирования сдвиговых зон при разных граничных условиях экспериментов, собран фактический материал с фотографий экспериментов, проведён анализ, обобщение и интерпретация полученных результатов.

Степень достоверности и апробация работы. Положенный в основу диссертационного исследования фактический материал получен автором методом физического моделирования в период с 2010 по 2020 гг. Степень достоверности фактического материала обеспечивается проведением экспериментов с соблюдением условий подобия и многократным их повторением при одинаковых граничных условиях для получения статистически значимых количественных данных по исследуемым параметрам.

Количество опубликованных автором или при его участии научных работ - 25, из них 6 в рецензируемых журналах из списка ВАК.

Представленные в диссертации научные результаты докладывались на семинарах и конференциях различного уровня: молодёжная тектонофизическая школа-семинар (Москва, 2013, 2017); IX международная школа-семинар «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород» (Иркутск, 2013); VII Сибирская научно-

практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2014); Всероссийская молодёжная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2015, 2017, 2021); III Всероссийское совещание «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (Иркутск, 2016); четвертая тектонофизическая конференция (Москва, 2016); 3-ья международная научно-практическая конференция «Инновации в геологии, геофизике, географии» (Севастополь, 2018); Молодежная научная конференция-школа «Геология на окраине континента» (Владивосток, 2019); Всероссийское совещание «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (Иркутск, 2021).

Диссертационная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты 15-55-53023-ГФЕН-а; 16-35-00349 мол_а и 16-35-00141 мол_а).

Соответствие диссертации паспорту научной специальности 25.00.03.

Диссертационная работа представляется по научной специальности 25.00.03 – геотектоника и геодинамика.

Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 работа соответствует пункту № 8.

Пункт №8: Экспериментальная тектоника (тектонофизика), включающая физическое и компьютерное моделирование условий формирования тектонических структур и их сочетаний.

Объём и структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения, общий объем работы составляет 122 страницы, включает 64 рисунка и 1 таблицу. Список литературы состоит из 196 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю – к.г.-м.н. С.А. Борнякову за постановку темы исследования, за руководство и за помощь в создании данной работы, к.ф.-м.н. И.А. Пантелееву за обработку фотоматериалов методом

корреляции цифровых изображений и консультации по интерпретации полученных расчетных результатов. За обсуждение, критику и ценные советы автор благодарен д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому, д.г.-м.н. В.В. Ружичу, д.г.-м.н. О.В. Луниной, к.г.-м.н. А.В. Черемных, к.г.-м.н. Ю.П. Бурзуновой и другим коллегам из лаборатории тектонофизики. Также автор выражает благодарность А.А. Каримову за моральную поддержку, советы и редакционную помощь в оформлении текста диссертации.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗЛОМАХ И ИХ СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Разрывные нарушения земной коры на всех этапах развития геологической науки являлись одним из важных объектов исследований. Обилие посвященных им публикаций дает нам полную информацию об истории их изучения и эволюции представлений об их роли в геолого-геофизических процессах: от полного отрицания их структурной значимости до возведения в ранг важнейших структурных элементов литосферы, определяющих не только её развитие, но и развитие Земли в целом.

Изучение разломов началось во второй половине 19 века, в период становления и развития идей контракционной гипотезы. На базе общих геотектонических представлений того времени, главенствующая роль в развитии Земли отводилась складчатым процессам. Разломообразование же рассматривалось как процесс ими обусловленный, в связи с чем, разломы принимались за второстепенные структурные элементы, не имеющие определённой самостоятельности. Приоритет складчатых форм перед разрывными нарушениями не способствовал планомерному, целенаправленному изучению последних. При геологических полевых и экспериментальных исследованиях, как правило, в первую очередь рассматривались вопросы, связанные с формированием складок и только во вторую - вопросы формирования разрывов.

В начале 20 века тектоника оказалась в состоянии кризиса. Имеющиеся теоретические обобщения, материалы полевых и экспериментальных исследований указывали на несостоятельность контракционной гипотезы. Взамен предлагалось множество других, сменяющих одна другую гипотез, из которых наиболее распространёнными были: гипотеза горизонтального перемещения материков, гипотеза гравитационного оползания, гипотеза гравитационного всплывания, гипотеза вертикального раздавливания, пульсационная гипотеза. Все они были призваны объяснять, в первую очередь, процессы складкообразования в земной коре, в то время как разломам, в большинстве случаев, не придавалось большого значения. Тем не менее,

посвященные им работы отдельных исследователей подготовили переворот во взглядах геологов на роль и значимость этих структурных элементов в тектонической жизни Земли. Важной исторической вехой в этом плане явилось развитие представлений о линеаментах, сформулированных Э. Зюссом, А.П. Карпинским и другими [Резанов, 1987]. Э. Зюссом была выделена протяженная зона разломов, проходящая через Восточную Африку, Красное море и Синайский полуостров и предпринята первая попытка выделения активных тектонических линий по линейному расположению очагов землетрясений на примере Нижней Австрии. Его представление о приуроченности землетрясений к линеаментам, поддержанное такими сейсмологами как А. Зиберт и М. де Балор, получили в дальнейшем широкое признание. А.П. Карпинским выделены и описаны протяженные зоны разломов на юге России (вал Карпинского) и в пределах Восточно-Европейской платформы. В работах У. Хоббса показано, что линеаменты представляют собой длительно существующие разломы, являющиеся первичными по отношению к находящимся в их пределах складчатым структурам и имеющие выраженность в современном рельефе [Hobbs, 1911]. Представления о линеаментах как о протяженных, древнейших, структурных линиях, имеющих сложное строение и неоднократно активизирующихся в процессе своей эволюции, развивались Г. Штилле [Штилле, 1964]. Им в 20-х годах впервые дано обстоятельное описание строения и геологической истории гигантского разлома, названного «зона Средиземного моря – озеро Мьёса», пересекающего разновозрастные структуры Западной Европы. Он также показал, что Рейнский грабен находится в пределах крупной зоны, протягивающейся с севера на юг и характеризующейся интенсивными тектоническими движениями кайнозойского возраста.

Представления о линеаментах развивались и советскими геологами. В.А. Николаевым выделена и описана разломная зона в Средней Азии, разделяющая в широтном направлении Северный и Южный Тянь-Шань и получавшая название «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» [Николаев, 1933]. Им впервые был применен палеофациальный метод для доказательства длительности существования крупного

разлома. В.Н.Огневым был выделен и подробно описан Таласо-Ферганский разлом, ответвляющийся от «линии Николаева» и на 1000 км протягивающийся к юго-востоку [Огнев, 1939]. Было показано, что по обе стороны от активного в настоящее время разлома, имеющего значительную сдвиговую компоненту, расположены разновозрастные комплексы пород, тектоническая история которых отличается.

В 30 – 40-х годах 20 века линеаменты неоднократно выделялись разными исследователями, и проводилась типизация их основных признаков. Основным достижением исследований отмеченного периода явилось подтверждение ранее высказываемых предположений о существовании крупных разломов в земной коре и их структурной значимости. Однако тектоническая природа этих глобальных структур оставалась неясной до тех пор, пока не сформировалась концепция глубинных разломов.

Основы представлений о глубинных разломах были заложены в начале 30-х годов И.Г. Кузнецовым [1933]. На примере Кавказа он показал, что в складчатой области существуют крупные разломы, для которых характерны: протяженность в сотни километров; глубина заложения в десятки километров; длительность существования в сотни млн. лет; знакопеременный характер движений крыльев с амплитудой до 10 км и более с преимущественной вертикальной направленностью. Однако специального терминологического определения для этого типа разломов им предложено не было. Несмотря на всю общетеоретическую важность работы, опубликованной И.Г. Кузнецовым, изложенные в ней идеи не были по достоинству оценены научным геологическим сообществом и стали актуальны лишь благодаря более поздним работам А.В. Пейве.

Решающее значение для быстрого развития постепенно складывающегося нового направления в тектонике было появление статьи А.В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях» [Пейве, 1945]. В ней впервые дано четкое определение понятия «глубинный разлом» и систематизированы его характерные признаки. Первоначально А.В. Пейве относил к глубинным вертикальные или круто наклонные протяженные разломы, с большим размахом вертикальных движений крыльев и сильным

раздроблением глубинного структурного этажа, приводящим к проявлению магматической деятельности. Он подчеркивал большую глубину их заложения, первичность по отношению к складчатости и разрывным нарушениям более мелкого ранга верхнего структурного этажа, однако при этом отрицательно относился к идее больших горизонтальных перемещений.

Важную роль на этом этапе развития представлений о глубинных разломах сыграли также работы Н.С. Шатского и А.Н. Заварицкого. Н.С. Шатский показал, что прямолинейные отрезки границ древних платформ во многих случаях являются скрытыми глубинными разломами, а сами платформы нарушены системами разломов, поперечными к их границам. Последние нередко контролируют протяженные грабенообразные впадины (авлакогены). Им неоднократно высказывалось мнение о проникновении глубинных разломов в мантию [Шатский, 1948]. Такой же точки зрения придерживался и А.Н. Заварицкий [Заварицкий, 1946]. Опираясь на сейсмологические данные, он обосновал существование сверхглубоких разломов, уходящих наклонно в мантию. Позже аналогичные выводы сделал американский сейсмолог Г. Беньофф [Benioff, 1955], по фамилии которого стал впоследствии называться выделенный тип сейсмических зон.

С середины пятидесятих годов центром исследований по разломной тематике в нашей стране становится Геологический институт АН СССР. В нем, благодаря трудам А.В. Пейве, его учеников и последователей зародилась и оформилась в виде научного направления проблема глубинных разломов. На первых этапах своего развития учение о разломах, подверженное идеям фиксизма, базировалось на представлениях о ведущей роли вертикальных движений. Существование каких-либо значительных горизонтальных перемещений участков земной коры до 60-х годов отрицалось.

Начало признания роли больших горизонтальных движений в тектоническом развитии земной коры связано с выходом статьи А.В. Пейве, в которой впервые образование геосинклиналей связывалось не с вертикальными движениями, а с горизонтальными перемещениями блоков [Пейве, 1961]. Было введено понятие

«тангенциальные глубинные разломы». В конце пятидесятых - начале шестидесятых годов, исследованиям того же А.В. Пейве, а также С.В. Руженцева, В.С. Буртмана, В.Г. Трифонова, А.В. Лукьянова, В.В. Коптева, И.Г. Щерба и др., учение о разломах наполнилось новым содержанием. Этими исследователями в процессе картирования и изучения глубинных разломов складчатых областей Казахстана и Средней Азии были установлены крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры и наряду со сбросами обосновано выделение сдвигов, надвигов, шарьяжей, раздвигов. Они на конкретных примерах показали, что амплитуды горизонтального смещения по разломам в несколько раз превышают составляющую вертикального движения и лишь в редких случаях они соизмеримы по величине. Постепенно в процессе проведения комплексных исследований выработывались и уточнялись основные критерии, определяющие принадлежность того или иного крупного разлома к рангу глубинных. Глубинные разломы характеризовались как структуры с длительным и унаследованным развитием, большой пространственной протяженностью, большой глубиной заложения и, определённой связью с формациями горных пород и геолого-геофизическими процессами. Было установлено, что разломы играют главную роль в закономерностях образования и размещения магматических пород и рудных месторождений. Результаты исследования глубинных разломов в пятидесятые и последующие годы нашли отражение в ряде описательных работ, опубликованных в различное время [Разломы и горизонтальные движения..., 1963, 1977; Суворов, 1973; и др.].

Важную роль на этом этапе изучения разломов стали играть тектонофизические исследования, развиваемые М.В. Гзовским. Им было показано, что успешное решение основных вопросов тектонофизики не может быть достигнуто на базе существовавших к 50-м годам представлений о деформациях и разрывах. На основе новых данных теории прочности, материалов по механике горных пород им были разработаны физические основы моделирования, а также другие принципиальные вопросы тектонофизики, теоретического и методического характера. М.В. Гзовский предложил новое комплексное

представление о физических условиях возникновения разрывов, выделил различные механизмы их формирования. Он разработал представления о тектонических полях напряжений и предложил тектонофизическое обоснование критериев сейсмичности.

С конца 60^х – начала 70^х годов прошлого века наступает новый этап в изучении разломов. Импульс исследованиям по разломной тектонике дали открытие системы срединно-океанических хребтов и последовавшее за этим развитие концепции тектоники плит [Ле Пишон, 1977]. Было показано, что существует единая глобальная сеть протяженных межплитных разломов, разделяющих литосферу на 8 крупных плит с тремя основными типами движений между ними. Крупные плиты, в свою очередь, делятся на десятки средних и множество мелких субплит системами внутриплитных разломов. Таким образом, на смену представлениям об обособленности крупных разломов Земли пришли представления об их системности с делением на межплитные и внутриплитные, отличающиеся по масштабам проявления и структурной значимости.

Изучение крупных разломов показало, что в процессе их формирования в деформацию и разрушение вовлекается широкая приразломная область, получившая в последствие определение «области активного динамического влияния разлома» [Шерман и др., 1983; 1991]. Это внесло коррективы в отображение разломов на картах и схемах. На карте неотектоники Прибайкалья разломы впервые были показаны в виде линий, дополненных по всей их длине специальной условной штриховкой, показывающей ширину областей их динамического влияния [Леви и др., 1982]. Таким образом, разломы стали представляться как трехмерные тектонические структуры. В последствие на основе такого подхода была построена схема зонно-блоковой структуры литосферы Азии [Семинский, 2008].

Существенное влияние на появление новых тенденций в изучении разломов оказали работы М.А. Садовского и его последователей. Благодаря им взгляд на геофизическую среду как на детерминированный линейно-упругий пассивный континуум уступил место представлению о ней как об активной, дискретной и нелинейной

динамической системе [Садовский и др., 1987; Пушаровский, 1993; Соболев, Пономарев, 2003 и др.]. Было показано, что геофизическая среда неоднородна, имеет блочно-иерархическое строение, с широким спектром размеров блоков от минералов до литосферных плит.

Рассмотрение масштабной иерархии разломов, с точки зрения предложенной М.А. Садовским новой идеологии, показало, что в ряду разрывных нарушений от небольших дислокаций до глубинного разлома, последний не является крайним его членом, а представляет собой составной элемент более крупных структур разрушения литосферы. Для них С.И. Шерманом введено понятие «деструктивная зона литосферы» (ДЗЛ), под которыми понимаются области её повышенной раздробленности, интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования среды и контрастных вариаций значений геолого-геофизических параметров [Шерман, 1996]. Являясь наиболее крупными членами масштабной иерархии структур разрушения, ДЗЛ содержат в своём внутреннем строении многочисленные разрывы и вычленяемые ими блоки широкого спектра форм и линейных размеров. В каждом конкретном случае их морфологические и кинематические особенности определяются генетическим типом ДЗЛ. Установлена пространственно-временная неоднородность развития таких крупных разломных зон. Временная неравномерность проявляется в стадийности развития их внутренней разрывной структуры, а пространственная неравномерность выражается в вариациях плотности и других параметров составляющих эту структуру разрывов как по простиранию, так и в крест простирания разломной зоны [Семинский, 2003, Семинский и др., 2005].

При кажущейся хаотичности пространственного распределения внутриразломных систем разрывов оно имеет вполне закономерный характер, что находит отражение в статистических взаимосвязях характеризующих их параметров. В разломной же тектонике анализ параметров разломов развивался от простых корреляционных отношений [Рац, Чернышев, 1970; Ружич, 1971, 1997, 1999; Шерман, 1977; Ружич, Шерман, 1978; Walsh,

1988; Cowie, 1993, 1995 и др.] к более сложным видам анализа, таким как, фрактальный и мультифрактальный анализы, получившие широкое распространение в последнее время [Hirata, 1989; Turcotte, 1992, 1995, 2004; Cowie et al., 1995; Ouillon et. al., 1996; Legrand, 2002 и др.]. Кроме того, получили распространение интегральные оценки связи параметров разломов с геодинамическими процессами. Примерами таких интегральных оценок является построение на количественной основе карты геодинамической активности литосферы Сибири (карта ГАЛА) [Логачев и др., 1986], схем разломов с градацией по степени сейсмической опасности, по количественному индексу сейсмической активности [Шерман, 2014] и разработка реляционной базы данных для сеймотектонического анализа и оценки сейсмической опасности разломов юга Восточной Сибири [Лунина и др., 2011].

Урбанизация сейсмоактивных территорий и масштабное развитие архитектурных и транспортных систем потребовала детализации в типизации разломов и привнесения в исследования динамического аспекта. Были введены ряд понятий, отражающих современную динамику разломов и относящих их к прямым источникам сейсмической и геодинамической опасности. К одним из таких понятий относится «активный разлом», используемое с конца 70-х годов XX века [Active faults, 1980; Трифонов, 1985; Карта активных разломов, 1987; Slemmons, 1990; Allen, 1991; Леви, 1991; Characteristics, 1991; Несмеянов и др., 1992; Никонов, 1995 и мн. др.].

Существующие определения активного разлома в геологической литературе [Трифонов, 1985; Никонов, 1987; Несмеянов, 2004] однотипны и сформулированы примерно следующим образом: активным следует считать разлом, если в течение некоторого интервала времени (считая от современности) по нему произошла хотя бы одна подвижка. По мнению К. Allen [1991], упомянутый интервал составляет последние ~ 10 тыс. лет (голоцен). По мнению В.Г. Трифонова [1985, 1997, 2001] этот интервал при изучении подвижных областей следует увеличить до 100–130 тыс. лет, и до ~700 тыс. лет – при изучении стабильных, платформенных областей. А.А. Никонов [1987] определил

продолжительность интервала между движениями в форме импульсных сейсмогенных смещений примерно в 400 тыс. лет (поздний и средний неоплейстоцен). Из приведенных определений следует, что основанием для отнесения некоторого разлома к категории активных служат свидетельства о хотя бы одной подвижке в указанные выше интервалы времени. С.А. Несмеянов [2004] с соавторами предлагает считать активными современные разрывные нарушения, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально методами геодезии или геофизики либо документально при сопоставлении разновременных карт и исторических материалов. По данным других исследователей оценка возраста активизации преимущественно варьирует в среднем от 5 до 500 тыс. лет. В отдельных случаях под активным разломом понимают «повторное оживление» в течение последних 1 – 2 млн. лет или просто активизацию за этот же интервал времени.

С точки зрения прикладных задач, связанных с инженерными изысканиями под строительство, было показано, что среди всех активных разрывных нарушений целесообразно выделять так называемые «опасные». Термин «опасный разлом» введен Ю.О. Кузьминым и В.С. Жуковым [2004] для определения активного разлома, в зоне которого произошли какие-либо современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации.

Активные разломы контролируют большинство тектонических землетрясений в верхней части литосферы на современном этапе её эволюции. Вопросы обеспечения сейсмобезопасности побудили Международную комиссию по литосфере инициировать в 1989 году проект «Карта крупных активных разломов мира». Этот проект объединил усилия десятков исследователей из разных стран. Его результатом явилось создание компьютерных баз данных и карт крупнейших активных разломов континентов, с их детализацией в наиболее жизненно важных регионах, отличающихся высокой сейсмической опасностью. В частности были созданы карты активных разломов территорий СССР масштаба 1:8 000 000 [1986], Евразии масштаба 1:10 000 000

[Трифонов, 1997, 2004], 1: 1:1000000 [Бачманов и др., 2017] (рис. 1.1) и, в более детальном масштабе, Азербайджана, Армении, Восточной Турции, Сирии, Копетдага, Загроса, Западной и Центральной Монголии. Эти карты использованы при составлении карт сейсмической опасности различных регионов.

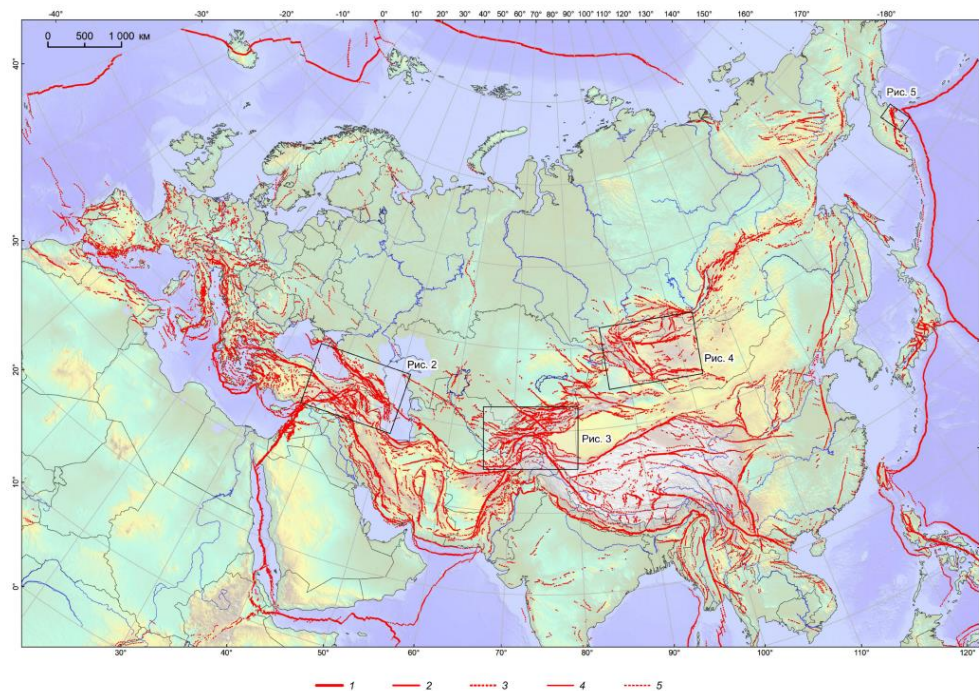


Рис. 1.1. Визуализация базы данных об активных разломах Евразии: упрощенная карта разломов [Бачманов и др., 2017].

В последнее десятилетие развивается тенденция интегральной формализации процедуры оценки степени сейсмической опасности активных разломов. В её основе лежат компьютерные базы данных по разным параметрам активных разломов и сопутствующих сейсмогенных структур. Подобные интерактивные базы данных активных разломов построены на многие территории, такие как: Соединенных Штатов Америки [Quaternary fault...], Японии [A.I.S.T.], Новой Зеландии [New Zealand active...], Китая [Yu, 2012], Италии [Basili], Греции [Caputo, 2012] и в целом на Евразию [Ioffe, 1996] и др.

Аналогичные карты созданы и для байкальской рифтовой зоны (рис. 1.2) [Лунина, 2010; Лунина и др., 2010 а,б; Гладков, 2013, 2014, 2016].

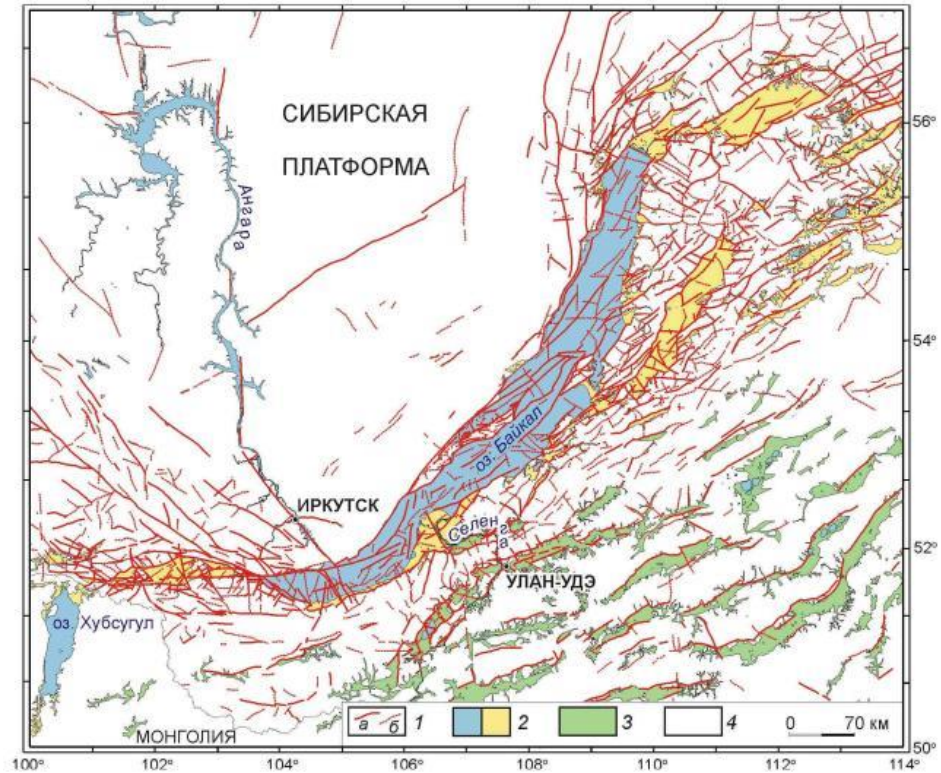


Рис. 1.2. Электронная карта активных разломов Прибайкалья. 1 – достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 2 – кайнозойские впадины БРЗ; 3 – мезозойские впадины ЗЗРЗ; 4 – породы кристаллического фундамента и чехла Сибирской платформы [Лунина, 2010].

Все изложенное выше в целом показывает хронологическую эволюцию представлений о разломах. Эти представления менялись в соответствии со сменой основных концептуальных представлений о развитии Земли в целом и литосферы в частности. В период доминирования контракционной гипотезы разломам отводилась второстепенная роль сопутствующих складкообразованию структур. Позднее, в период развития идей фиксизма представления о разломах постепенно менялись в сторону признания их важной структурной значимости в тектоническом развитии земной коры. Пришедшая на смену фиксизма концепция тектоники плит закрепила за разломами статус ведущих структурных элементов литосферы и активизировала их разноплановые исследования. На сегодняшний день выделены основные разномасштабные разломы литосферы разных морфолого-генетических типов, определяющие её современную геодинамику. Показано, что крупные разломы имеют сложную, но закономерно

устроенную масштабно-иерархическую внутреннюю структуру и контролируют широкий комплекс геолого-геофизических процессов, в том числе и сейсмичность. Крупные разломы, на современном этапе их исследования, рассматриваются как открытые нелинейные динамические системы, а развивающийся в их пределах деформационный процесс как синергетический процесс. С точки зрения этого нового концептуального подхода, генерируемые разломами землетрясения описываются моделью самоорганизованной критичности (модель SOC) [Bak, Tang, 1987]. Для разработки способов прогноза землетрясений в крупных сейсмоактивных разломах необходимо знать детальную деформационную динамику слагающих их внутреннюю структуру систем разломов и блоков меньшего масштабного ранга. Полевых исследований подобного рода до настоящего времени не проводилось. В настоящей диссертационной работе сделана попытка частично восполнить этот информационный пробел с использованием метода физического моделирования.

ГЛАВА 2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДА ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ПРИЛОЖЕНИИ К ИЗУЧЕНИЮ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН РАЗЛОМОВ

2.1. Развитие метода физического моделирования процессов формирования зон разломов и его современное состояние

Из-за больших пространственных масштабов крупных разломных зон изучение их внутренней разрывной структуры геолого-структурными методами весьма трудоемко и требует больших временных затрат. Что касается деформационной эволюции этой структуры, то она вообще не может быть решена путем прямых натуральных наблюдений, вследствие большой длительности развития зон крупных разломов, составляющей миллионы – десятки миллионов лет. В таких случаях для получения необходимой информации о структурно-деформационном их развитии целесообразно использовать методы физического моделирования. Одним из таких методов является метод физического моделирования на непрозрачных упруговязкопластичных эквивалентных материалах.

Первые попытки физического моделирования в тектонике относятся ко второй половине 19 века и связаны с изучением механизмов формирования складок. Эксперименты того времени носили качественный, иллюстративный характер. Это объясняется тем, что физико-механические свойства горных пород и эквивалентных материалов, пригодных для построения моделей, были мало изучены. Не развиты были теории пластичности, прочности и физического подобия. Отсутствие единого физического критерия подбора модельного материала приводило к тому, что экспериментаторы для моделирования одноименных тектонических процессов использовали набор материалов с резко различными физическими свойствами. При этом ошибочно пригодность используемого модельного материала нередко определялась степенью геометрического подобия форм на моделях и в природном аналоге [Гзовский, 1975].

Несмотря на низкий уровень теоретической обоснованности моделирования того времени, первые попытки воспроизведения складок и разрывов, связанные с именами Г. Кеделя [Cadell, 1889], А. Фаврэ, А. Добрэ, Б.Виллиса, Э.Рейера сыграли положительную роль в развитии взглядов на механизм образования тектонических структур и положили начало использованию экспериментальных моделей при решении структурно-тектонических проблем (рис. 2.1).

Предпосылками создания теоретической базы моделирования явились исследования по экспериментальному изучению механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Подобные работы способствовали развитию представлений о поведении материала земной коры при тектонических процессах. Накопленные знания по деформации горных пород позволили М. Хабберту [1937], Б.Л. Шнеерсону [1947] и Е.Н. Люстиху [1949] предпринять первые попытки разработки теории подобия тектонических явлений и лабораторных моделей.



Рис. 2.1. Ганс Кедей около экспериментальной установки со сформированной в модели складки в условиях тангенциального сжатия. 1887 год [Mendum, 2010].

Было показано, что подобие пластических деформаций достигалось в том случае, если большие сокращения геометрических размеров модели по сравнению с природными объектами и сокращение длительности процесса компенсируются весьма значительным снижением вязкости материала по сравнению с горными породами. Предложенные условия подобия впоследствии использовались разными экспериментаторами для моделирования только складчатых структур. Для моделирования разрывов они были не пригодны. Основы теории подобия применительно к моделированию процессов формирования разрывов были разработаны в начале шестидесятых годов и связаны с именем М.В. Гзовского. Им было показано, что успешное решение основных вопросов тектонофизики не может быть достигнуто на базе существовавших к 50-м годам представлений о деформациях и разрывах. На основе новых данных по теории прочности материалов, по механике горных пород им были разработаны физические основы моделирования, а также другие принципиальные вопросы тектонофизики, теоретического и методического характера. М.В. Гзовский предложил новое комплексное представление о физических условиях возникновения разрывов, выделил различные механизмы их формирования. Он разработал представления о тектонических полях напряжений и предложил тектонофизическое обоснование критериев сейсмичности, а также пересмотрел и дополнил теоретические основы и методы моделирования деформаций и разрывов в земной коре [Гзовский, 1954, 1956, 1957, 1963, 1975].

Активное развитие физического моделирования зон разломов началось в 60^x - 70^x годах прошлого века. Отечественные экспериментальные исследования определялись деятельностью коллективов, возглавляемых М.В. Гзовским, В.В. Белоусовым, И.В. Лучицким и их последователями: Д.Н. Осокиной, А.Н. Бокуном, М.А. Гончаровым, В.Г. Гутерманом, А.В. Михайловой, Е.И. Паталахой, А.И. Шемендой, С.И. Шерманом, Н.С. Фроловой, и другими. В восьмидесятых годах были проведены нескольких экспериментальных симпозиумов [Экспериментальная тектоника..., 1982, 1989; Эксперимент., 1984; Методы моделирования..., 1988; и др.]. В это же время

предпринимаются попытки по совершенствованию теории подобия [Шеменда, 1983; Шерман, 1984; Бабичев, 1987].

С начала девяностых годов в условиях хронического дефицита финансирования научных исследований экспериментальные работы в большинстве экспериментальных центров прекращены. В лаборатории тектонофизики, некогда созданной М.В. Гзовским и долгое время остававшейся экспериментальным форпостом, работы по физическому моделированию были остановлены. Также остановлены экспериментальные работы в Киеве (Гутерман В.Г. и др.), в Ташкенте (Фатхулаев Ш.Д. и др.). Существенно сокращены их объемы в МГУ (Гончаров М.А., Фролова Н.С.), Объединенном институте геологии и геофизики СО РАН (Бондаренко П.М. и др), в Институте земной коры СО РАН (Шерман С.И).

За рубежом работы по физическому моделированию процессов разломообразования всегда были актуальны и востребованы. Развернутое представление об объеме и содержании ранее выполненных работ дают обзорные статьи [McClay, 1996; Dooley, Schreurs, 2012]. О современном их состоянии можно судить по текущим публикациям в специализированных журналах, а также по тезисам конференций по физическому и математическому моделированию «GEOMOD», проводимых в Европе с периодичностью раз в два года.

Поскольку объектом исследования в настоящей диссертационной работе являются вопросы динамики разрывных систем в сдвиговых зонах, то остановимся на краткой характеристике уже имеющихся результатов исследований их разрывной структуры методом физического моделирования.

2.2. Результаты изучения внутреннего строения сдвиговых зон методом физического моделирования.

В экспериментальной тектонике моделирование процессов формирования сдвиговых зон имеет широкое распространение. В большинстве известных экспериментов в качестве модельного материала использовались песок и влажная глина, имитирующие

верхнюю упругую и нижнюю упруговязкопластичную части литосферы. Характеристики их физико-механических свойств представлены в серии работ [Гзовский, 1975; Семинский, 1986; Шерман, 1991; Krantz, 1991; Cobbold, Castro, 1999; Schellart, 2000; Lohrmann et al. 2003; Mourgues, Cobbold, 2003; Rossi, Storti, 2003; Panien et al., 2006; Klinkmüller, 2011].

Первые эксперименты по воспроизведению процессов формирования сдвиговых зон были выполнены в начале прошлого века Г. Клоосом и В.Риделем [Cloos, 1928; Riedel, 1929]. Несмотря на то, что Г. Клоос был первым, кто описал результаты их моделирования, в последствии они стали общеизвестны как эксперименты Риделя [Tchalenko, 1970]. В последующие годы подобные эксперименты получили широкое распространение и проводились на однослойных моделях из влажной глины [Cloos, 1928, 1955; Riedel, 1929; Гзовский, 1956, 1975; Hoeppener et al., 1969; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Freund, 1974; Борняков, 1981; Шерман и др., 1983, 1991, 1992, 1994; Soula, 1984; Борняков и др., 2004, 2008, 2014, 2016; Atmaoui et al., 2006; Schwarz and Kilfitt, 2008; Короновский и др., 2009; Фролова и др., 2018, 2019] либо сухого песка [Emmons, 1969; Naylor et al., 1986; Richard et al., 1989, 1995; Richard, 1990; Bokun, 1991; Burbidge and Braun, 1998; Schöpfer and Steyrer, 2001; Viola et al., 2004; Le Guerroué and Cobbold, 2006; Фролова и др., 2016]. В некоторых случаях использовались композитные модели из чередующихся слоев различных сыпучих материалов [Richard et al., 1989] или сыпучих и вязких материалов [Richard et al., 1989; Casas et al., 2001]. Исследования цитируемых авторов были направлены либо на выяснение общих вопросов механизма формирования сдвиговых зон, либо на решение частных структурных задач. Наблюдения за моделируемыми процессами в основном проводились на поверхности моделей, за исключением редких случаев, когда использовалось механическое разделение моделей серией близко расположенных вертикальных сечений для реконструкции трехмерного строения сдвиговых зон [Dooley et al., 2007; Wu et al., 2009]. С развитием метода неразрушающей компьютерной томографии стал возможным быстрый

автоматизированный анализ их объемной геометрии [Mandl, 1988; Richard et al., 1989, 1995; Schreurs, 1994, 2003; Schreurs and Colletta, 1998, 2003; Ueta et al., 2000]. В последние два десятилетия достигнут существенный прогресс в цифровой фотографии и методах обработки цифровых изображений. Если раньше процедура обработки обычных фотографий осуществлялась в ручном режиме достаточно грубо и занимала много времени [Михайлова, 1971; Стоянов, 1977], то благодаря методам компьютерной обработки цифровых изображений стало возможным быстрое получение высокоточных двух- и трехмерных картин распределения полей деформаций и напряжений в моделях [Sutton et al., 2009].

Систематизация и обобщение полученных в разное время результатов физического моделирования процессов формирования сдвиговых зон, позволили составить достаточно полное представление о закономерностях заложения и эволюции их внутренней структуры [Tchalenko, 1970; Friend, 1974; Гзовский, 1975; Стоянов, 1977; Шерман и др., 1983, 1991; Семинский, 2003; Бокун, 2009 и др.]. Отметим основные из них.

Процесс структурных преобразований в зоне сдвига характеризуется определенной последовательностью реализации в ней пластических и разрывных деформаций [Гзовский 1975, Стоянов, 1977; Рац, 1970; Tchalenko, 1970; Шерман и др. 1983, 1991; Семинский, 2003 и др.]. Первые приводят к формированию системы складок (Fd), вторые – к заложению и развитию систем разноранговых разрывных нарушений (R, R', P, L, T) (рис. 2.2).

Нормальные напряжения σ_1 и σ_3 горизонтальны и образуют с осью зоны углы $\pm 45^\circ$. Оси деформации совпадают с осями напряжений только в начальном моменте, с нарастанием сдвигания они поворачивают в сторону смещения блоков [Гзовский, 1975; Стоянов, 1977].

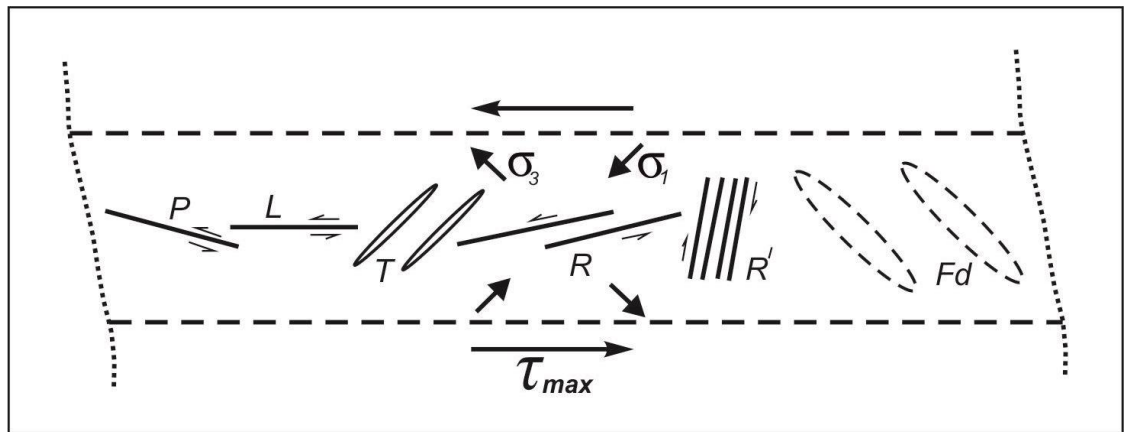


Рис. 2.2. Обобщенная схема напряжений и структур в сдвиговой зоне по [Стоянов, 1977].

Структурообразование в сдвиговой зоне реализуется в следующей последовательности. Сначала, в условиях пластической деформации, формируются равномерно распределенные по простиранию зоны складки Fd (рис. 2.2). Далее, при достижении возрастающими напряжениями уровня прочности деформируемого материала, начинается процесс разрывообразования. Первыми закладываются разрывные нарушения R' и R типов, из которых основная структурообразующая роль принадлежит вторым. Их развитие происходит путем прорастания и соединения мелких разрывов, появившихся на начальных временных отрезках разрывообразования, в более крупные. Последние, в свою очередь, в дальнейшем также соединяются друг с другом и увеличиваются в размерах до тех пор, пока их слияние не приведет к формированию в центральной части разрывной структуры единого магистрального сместителя. Сдвиговые разрывные нарушения P и L типов имеют второстепенное значение и в основной своей массе являются составными элементами эволюционирующих разрывов R типа. Отрывы или раздвиги T типа также имеют подчиненное значение. Они могут образоваться без системно на разных стадиях развития сдвиговой зоны, но чаще всего проявляются при смещениях по магистральному сместителю или по предшествующим его появлению крупным разрывам. По давно устоявшейся в разломной тектонике терминологии, их относят к категории «оперяющих». Все разрывы, сформированные в сдвиговой зоне до появления в ней единого магистрального сместителя, предложено называть

«опережающими». При этом магистральный сместитель принимается за структуру первого порядка, а все остальные разрывы относятся к структурам второго порядка. Кроме опережающих выделены «сопутствующие» разрывные нарушения, возникновение которых обусловлено кинематической необходимостью для осуществления перемещений по опережающим и оперяющим разрывам, а также разрывы, образующиеся в краевых частях поднятых блоков из-за гравитационного эффекта [Семинский, 2003].

На основе качественной и количественной информации, полученной с моделей, весь процесс формирования сдвиговой зоны разделяется на четыре стадии: пликативную, раннюю дизъюнктивную, позднюю дизъюнктивную и стадию полного разрушения [Шерман и др. 1991; Семинский, 2003]. В первую стадию проявляется только пластическая деформация, приводящая к формированию в сдвиговой зоне складчатых структур, тогда как в рамках трех других стадий реализуется процесс разрушения с заложением и развитием систем разрывных нарушений (рис. 2.2). Переходы между стадиями деструктивного процесса осуществляются через структурные перестройки с кардинальным преобразованием сформировавшейся к концу каждой стадии системы разрывов, с соответствующими изменениями характеризующих их количественных параметров (рис. 2.3).

Качественными критериями для разделения стадий являются: появление первых разрывов на поверхности зоны (пликативная – ранняя дизъюнктивная), появление сегментов будущего магистрального разрыва (ранняя дизъюнктивная – поздняя дизъюнктивная) и появление единого магистрального сместителя (поздняя дизъюнктивная – стадия полного разрушения) [Шерман и др. 1991; Семинский, 2005]. От стадии к стадии последовательно уменьшается количество активных разрывов за счет перехода части из них в латентное состояние, пассивно существуя в общей разрывной структуре сдвиговой зоны. При этом возрастают длина и накопленная суммарная амплитуда смещений на сохранивших активность разрывах.

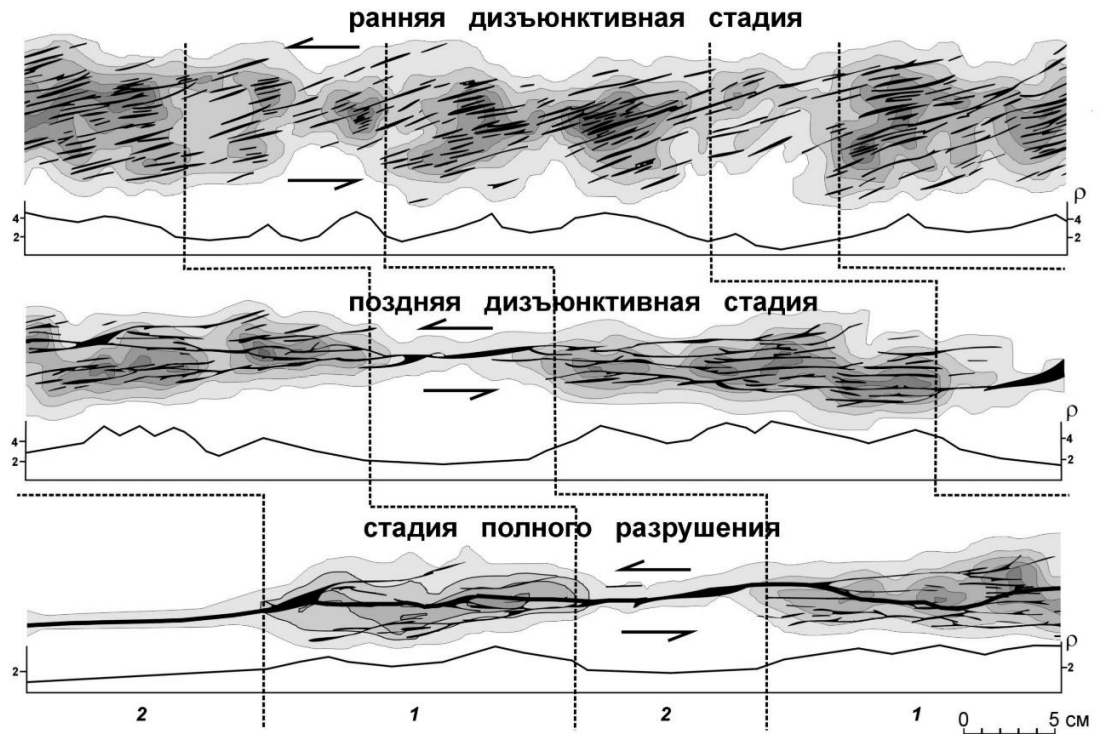


Рис. 2.3. Структурные схемы разрывов, графики и карты распределения их плотности (ρ) в изолиниях, соответствующие главным стадиям развития левосторонней сдвиговой разломной зоны в модели [Семинский и др., 2005]. Пунктирные линии разделяют участки (1 и 2) разного структурного развития. Изолиниями показаны области с количеством разрывов в единице площади равным 1, 2, 3, 4, 5 и 6.

Ширина разломной зоны, определяемая по латеральному распространению активных разрывов, так же уменьшается от стадии к стадии и в пределе соответствует ширине магистрального шва.

В целом разрывная структура сдвиговой зоны закономерна, что определяется существованием структурных парагенезисов, представляющих собой сочетания разрывов второго порядка, «...образовавшихся в одной динамической обстановке и составляющих в плане единые, чаще всего, линейно вытянутые зоны...» [Семинский и др., 2005]. Полный универсальный парагенезис разрывов второго порядка включает перечисленные выше группы опережающих, оперяющих и сопутствующих дизъюнктивов (рис. 2.4).

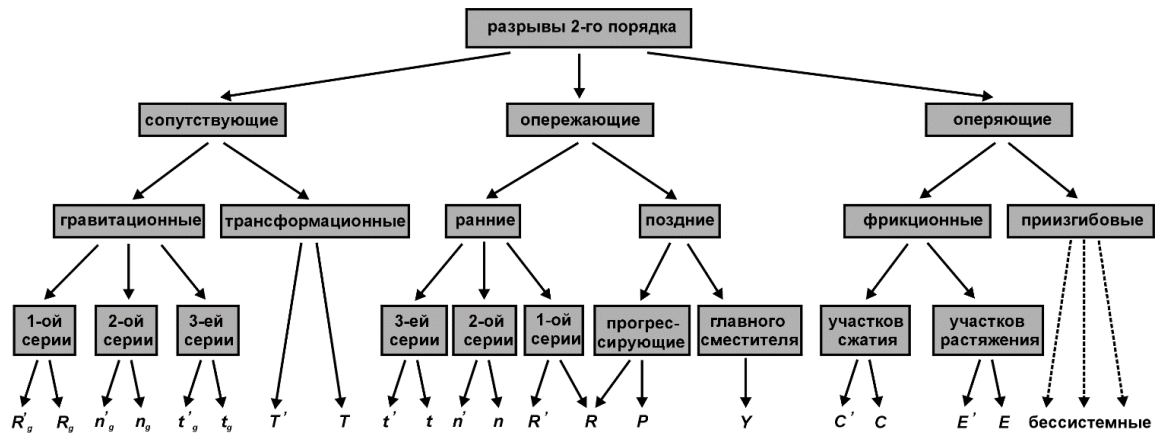


Рис. 2.4. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в сдвиговых зонах по [Семинский, 2003].

Ведущая роль в организации разрывной структуры сдвиговой зоны принадлежит опережающим разрывам. Они различаются в рамках разных стадий её развития, что объясняется эволюцией напряженного состояния в процессе структурообразования. В первую очередь формируются опережающие сколы 1-й (R' , R), 2-й (n' , n) и 3-й (t' , t) серий. Формирование разрывов 2-й и 3-й серий связывается с явлением переиндексации осей главных нормальных напряжений в условиях напряженного состояния, близкого к осесимметрическому. При этом наиболее благоприятные условия складываются для образования разрывов R' - и R -типов, в меньшей степени – t' - и t -типов и наиболее редко – для n' - и n -типов (рис. 2.2, 2.3). Разрывы 1-й серии по морфогенетическому типу соответствуют характеру движения по сдвиговой зоне в целом, причем одна из сопряженных систем разрывов является синтетической, а другая – антитетической [Riedel, 1929]. Разрывы 2-й серии ориентируются под углом к общему простиранию зоны сдвига и представлены системами сбросов с противоположным падением. Сколы 3-й серии также ориентируются под углом к её общему простиранию и представлены системами взбросов (надвигов) с противоположным падением.

Принципиальные схемы внутренней структуры сдвиговой зоны, показанные на блок-диаграммах (рис. 2.5), соответствуют трем главным дизъюнктивным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным

отрезкам кривой «нагрузка (σ) – деформация (ε)»: AB – упрочнение; BC – ослабление; CD – разрушение. Индексы, обозначающие системы разрывов 2-го порядка, даны в соответствии с предыдущим рисунком (рис. 2.4).

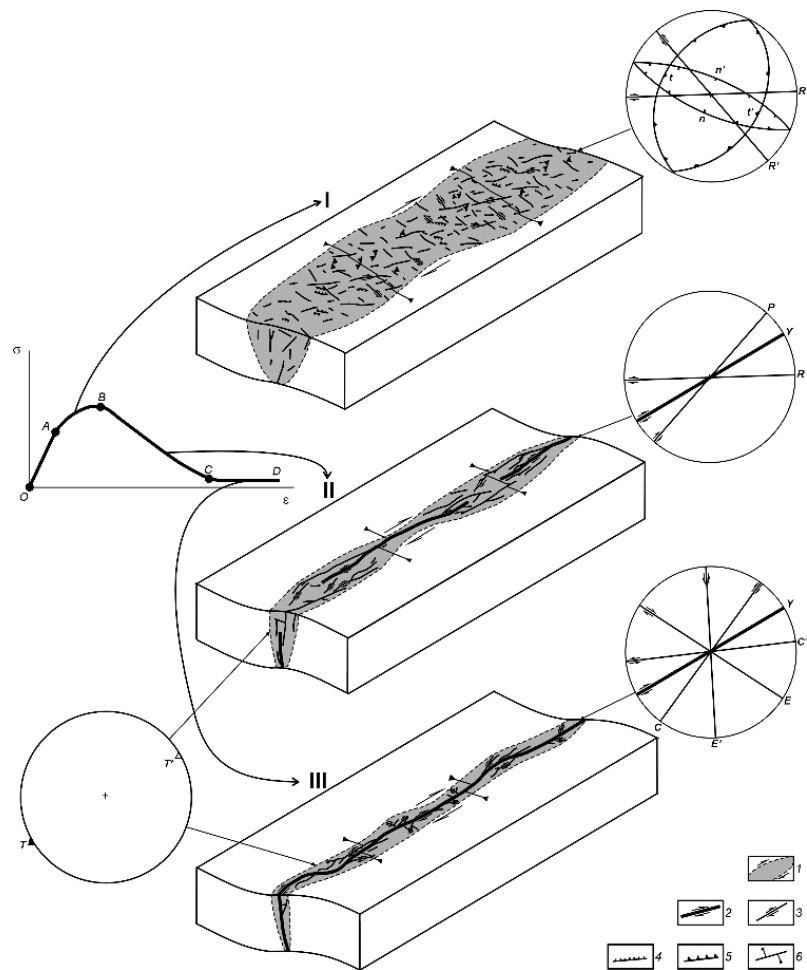


Рис. 2.5. Круговые (верхняя полусфера) и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов, развивающихся в правосторонней сдвиговой зоне на ранней (I) и поздней дизъюнктивной (II) стадиях и стадии полного разрушения (III), составляющих в совокупности полный парагенезис нарушений 2-го порядка [Семинский и др., 2005].

1 – границы разломной зоны и направления перемещений ее крыльев; 2 – магистральный сместитель и его наиболее крупные сегменты; 3–5 – разрывы 2-го порядка сдвигового (3), сбросового (4) и взбросового или надвигового (5) типов; 6 – смещение репера по разрыву.

По мере развития зоны, перемещения по располагающимся рядом кулисообразным разрывам R -типа сопровождаются повышением напряжений на их окончаниях, которые приводят к разрывообразованию, направленному на сочленение взаимодействующих

разрывных нарушений. Опережающие разрывы 2-го порядка, развивающиеся в подобных областях сочленения, представлены прогрессирующими разрывами P типа и реже – L типа. Как первые, так и вторые по кинематическому типу соответствуют общему характеру движений в сдвиговой зоне (рис. 2.4).

В зависимости от особенностей напряженного состояния в местах сочленения разрывов R -типа, имеет место новообразование разрывов с широким спектром ориентировок. Структурами сочленения, с наиболее сложным напряженным состоянием, а, следовательно, и разнообразием разрывных систем 2-го и, особенно более высоких порядков, являются дуплексы [Wodcock, Fisher, 1986]. Их ось ориентирована под значительным углом по отношению к направлению смещения крыльев сдвиговой зоны.

Одновременно с опережающими, развивается группа сопутствующих нарушений второго порядка. Формирование разрывов трансформационного типа (T' и T) обусловлено кинематической необходимостью для осуществления движений по опережающим и оперяющим разрывам.

После заложения магистрального сместителя последующие смещения по нему приводят к формированию оперяющих разрывов. Они практически не играют значимой роли в структурообразовании, поскольку чаще всего в этом качестве выступают активизированные, ранее образованные опережающие разрывы. Среди оперяющих выделяют приизгибовые (возникающие у неровностей поверхности сместителя) и фрикционные (образующиеся за счет трения смещаемых блоков). Расположение и ориентировка первых из них целиком зависят от размеров и формы изгибов магистрального сместителя, и поэтому приизгибовые разрывы не образуют четких систем. Вторые (фрикционные) обычно представлены сопряженными системами разрывов, расположенными под разными углами к магистральному сместителю (рис. 2.5). C' и C – на участках сжатия; E' и E – на участках растяжения [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005].

Приведенная в настоящем разделе информация показывает, что сдвиговая зона в целом представляет собой линейно вытянутое объемное тело с закономерной, стадийно развивающейся внутренней разрывной структурой. При этом для каждой стадии характерен свой набор систем разрывов.

Настоящее диссертационное исследование является логическим развитием идей, изложенных в цитируемых публикациях, и направлено на экспериментальное исследование периодической коллективной деформационной динамики разрывов в сдвиговых зонах, условий активизации отдельных разрывов и механизма пространственной миграции в их пределах неупругих деформаций.

ГЛАВА 3. МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ОБРАБОТКИ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Исследование опирается на метод физического моделирования процессов разломообразования, обеспечивающий получение необходимого фактического материала, и методы его обработки.

Основными составляющими метода физического моделирования являются теория подобия, определяющая граничные условия эксперимента, модельный материал, экспериментальное оборудование и техника проведения экспериментов.

3.1. Условия подобия.

Физическое моделирование процессов формирования крупных разломов литосферы должно выполняться с соблюдением пяти основных принципов, вытекающих один из другого и взаимно дополняющих друг друга, а именно: принцип подобия моделей природным объектам; принцип селективности; принцип сепарации; принцип аппроксимации; принцип статистической обоснованности результатов [Гзовский, 1975].

Наиболее важным из перечисленных принципов является первый - принцип подобия моделей природным объектам. Существует качественный и количественный подходы к его реализации. По мнению представителей первого из них достаточно достижения подобия модели и её природного аналога на качественном уровне, тогда как сторонники второго подхода убеждены в том, что такое подобие должно осуществляться на количественной основе. Второй подход разработан М.В. Гзовским с учетом ранее имеющегося опыта использования условий подобия при моделировании в геотектонике Г. Кенинсбергом, Е.Н. Люстихом, О. Моратом, М. Хаббертом, Б.Л. Шнеерсоном и физике А.А. Гухманом В.Л. Кирпичевым, М.В. Кирпичевым, Л.С. Эйгенсоном и другими. Позднее предпринимались неоднократные попытки его совершенствования. Настоящее диссертационное исследование опирается на второй подход.

В нашем случае граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия (3.1):

$$\eta / \rho gLT = \text{const}, \quad (3.1)$$

где η - вязкость, Па·с; ρ - плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; T – время, с. Правомерность использования данного критерия-комплекса обсуждалась в серии работ [Гзовский, 1975; Шеменда, 1983; Шерман, 1984; Бабичев, 1987].

Уравнение 1 позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, при моделировании крупномасштабных тектонических процессов средним значениям вязкости 10^{20-23} Па·с, плотности $2.7 \cdot 10^4$ н/м³, толщине $(60-100) \cdot 10^4$ м континентальной литосферы и продолжительности формирования крупных зон разломов 10-100 млн. лет, соответствуют средние значения вязкости 10^{4-7} Па·с, плотности $2.0 \cdot 10^4$ н/м³ и толщины $(6-10) \cdot 10^2$ м модели и продолжительности моделируемого процесса 10-100 минут. Из принятых значений параметров, определяющих подобие процессов в эксперименте и в природе масштабные коэффициенты вязкости C_η , плотности C_ρ , линейных размеров C_l и времени C_t составляют $\sim 10^{16}$, ~ 1 , $\sim 10^6$, $\sim 10^{11}$ соответственно. При полученных масштабных коэффициентах C_l и C_t 1 мм в модели соответствует 1 км в её природном аналоге, а 1 минута эксперимента эквивалентна 1 млн. лет природного процесса.

3.2. Модельный материал

Литосфера Земли и в зависимости от времени и масштабов силового воздействия проявляет широкий спектр механических и реологических свойств. При кратковременных нагрузках небольших объемов литосфера ведет себя как упругое тело, тогда как при длительном и масштабном их действии она деформируется как пластичное тело, а в отдельных случаях течет как вязкая жидкость. Для правильного подбора модельного материала и определения граничных условий экспериментов при моделировании деформационных процессов в литосфере следует оценить пространственно-временной масштаб воспроизводимого в модели процесса, в нашем случае процесса формирования крупной разломной зоны. Считается, что крупные

разломы литосферы формируются в течение цикла тектонической активности, длительность которого составляет до 10^8 лет [Монин, Сорохтин, 1979]. Приведенная цифра, видимо, является верхним пределом рассматриваемой величины, поскольку включает не только продолжительность активного формирования разломной зоны, но и периоды относительного тектонического покоя. С учетом этого, при определении условий подобия длительность формирования зоны крупного разлома может укладываться в интервал 10-100 млн лет. В рамках такого временного интервала литосфера в больших масштабах проявляет обратимые, а также необратимые деформации (после преодоления ее предела текучести) и ведет себя как упруговязкое тело Максвелла [Шерман, 1977]. Модельный материал должен проявлять аналогичные свойства в рамках граничных условий эксперимента.

Необходимыми свойствами обладают водные пасты глин различного состава. Обоснование возможности их использования для моделирования длительных тектонических процессов было сделано Д.Н. Осокиной, И.М. Кузнецовой и Ма Джин [Гзовский, 1975].

Нами в качестве модельного материала использована водная паста монтмориллонитовой глины, правомерность использования которой для моделирования обоснована специально проведенным исследованием [Семинский, 1986]. Установлено, что водная паста этой глины, в интервале влажностей 26% - 40%, по существующим классификациям представляет собой малопрочную твердообразную структурированную систему, с присущими ей:

- пределом текучести, отчетливо разделяющимся области обратимых и необратимых деформаций;
- обратимыми деформациями, обусловленными наличием в ней мгновенной и замедленной упругости;

- необратимыми деформациями, обусловленными одновременным существованием вязкого и пластического видов течений при преобладании последнего в условиях медленного деформирования;

- нелинейным характером связи скорости деформации с напряжением;

- ступенчатым видом снижения эффективной вязкости в условиях возрастающих напряжений, что свидетельствует о характерных значениях вязкости, остающихся постоянными в определенных интервалах значений напряжения и соответствующих разной степени нарушенности её структуры;

- уменьшением значений основных количественных параметров по мере увеличения влажности или нарушенности структуры с течением времени по мере роста напряжений;

- наличием релаксации напряжений.

Наличие перечисленных свойств у водной пасты монтмориллонитовой глины дает основание отнести её к упруговязкопластическим материалам, с преобладанием упругости и пластичности над остальными реологическими свойствами.

При подборе модельного материала кроме его реологических параметров необходимо учитывать фактор степени структурной неоднородности (блочности) среды, которая напрямую зависит как от её исходной структурированности, так и от стадии развития моделируемого процесса. Учет этого фактора в конечном счете определяет правомерность использования найденных экспериментальных закономерностей при анализе природных объектов и процессов. Идея использования структурного фактора подобия особенно актуальна при моделировании процессов деструкции литосферы, изначально имеющей иерархично-блоковое строение.

Используемая глинистая паста представляет собой систему из полиминеральной, твердой и водной, жидкой фаз. На рисунке 3.1 представлена фотография шлифа глинистой пасты, сделанная при многократном увеличении, на которой хорошо видно её неоднородное блочное строение. Каждый отдельный минерал на микроуровне может

приниматься за исходный структурный элемент первого порядка – микроблок, окруженный со всех сторон тончайшими пленками воды, связывающей все микроблоки в единую структурированную систему за счет коагуляционной связи. Различия в строении межблоковых контактов и особенности реализации коагуляционных связей между микроблоками приводит к их групповым объединениям, формируя иерархию разномасштабных блоковых ансамблей.

Значима ли такая микроблоковая структура глиняной пасты как модельного материала с позиции теории подобия? В таблице 3.1 приведен гранулометрический состав глиняной пасты. Видно, что в ней присутствуют фракции с размерами от 0.001 до 0.25 миллиметра. Как было показано выше, при моделировании процессов деструкции литосферы используется коэффициент подобия линейных размеров $C_1 = 10^6$, при котором 1 мм на модели соответствует 1 км в природном аналоге. При таком соотношении масштабов еще не деформированная глиняная паста с отмеченными выше размерами её фракций уже соответствует иерархично-блоковой литосфере с размерами блоков от 1 до 250 метров.

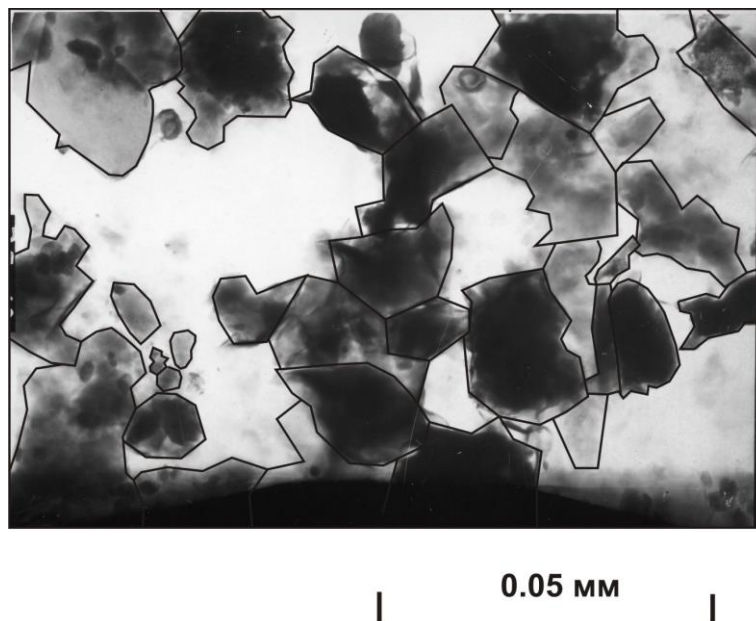


Рис. 3.1. Вид шлифа глиняной пасты под микроскопом.

Несмотря на то, что спектр размеров блоков в натуральных условиях существенно шире как в сторону малых, так и больших величин, можно констатировать, что глиняная

паста, как модельный материал, проявляет необходимое структурное подобие с разломно-блоковым строением литосферы.

Таблица 3.1. Гранулометрический состав глиняной пасты [Семинский, 1986].

Содержание фракций					
песчаная (мм)		пылеватая (мм)		глинистая (мм)	
> 0.25	0.25-0.05	0.05-0.01	0.01-0.002	0.002-0.001	<0.001
2.1%	23.1%	55.3%	15.5%	3.5%	2.3%
23.4%		70.8%		5.8%	

Этот вывод имеет два важных методических следствия. Во-первых, получено дополнительное подтверждение правомерности использования глиняной пасты в качестве модельного материала и переноса выявленных в экспериментах качественных и количественных закономерностей на природные ситуации. Во-вторых, разная степень исходной структурной неоднородности литосферы в условиях эксперимента может регулироваться гранулометрическим составом модельного материала.

3.3. Экспериментальное оборудование

Экспериментальное оборудование включает в себя установку для моделирования, вискозиметры для определения вязкости модельного материала и аппаратуру для фото- и видео-регистрации протекающих в моделях процессов разломообразования.

Эксперименты проводились на установке «Разлом» (рис. 3.2). Рабочая поверхность установки имеет размеры 1.5 x 1.0 м и состоит из четырех штампов, взаимное перемещение которых позволяет воспроизводить в моделях процессы формирования всех основных типов разломных зон в условиях растяжения, сжатия, сдвига или их комбинаций, при трех скоростных режимах деформирования (10^{-5} , 10^{-4} и 10^{-3} м/с). В нашем случае модель размещалась на штампах 1, 2 и 4 и деформировалась по типу простого сдвига за счет горизонтального перемещения штампа 1 при неподвижных других штампах.

Контроль вязкости модельного материала осуществлялся двумя типами вискозиметров. Первый из них - вискозиметр ПДС-10, создан М.В. Гзовским и Д.Н. Осокиной, позволяет измерять вязкость упруговязкопластичных модельных материалов в

широком диапазоне до 10^{4-10} Па·с (рис. 3.3 А). Второй тип - реовискозиметр Гёплера, серийно выпускавшийся в своё время в ГДР, предназначен для работы с жидкостями и слабо структурированными упруговязкопластичными материалами с вязкостью от 10^{3-4} и ниже (рис. 3.3 Б).

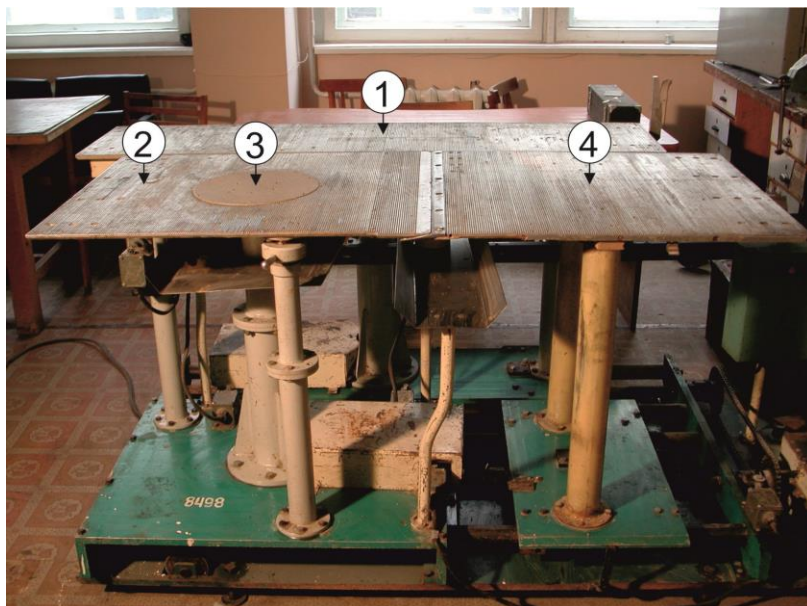


Рис. 3.2. Общий вид экспериментальной установки «Разлом» для физического моделирования процессов разломообразования.



Рис. 3.3. Внешний вид вискозиметра ПДС-10 (А) и реовискозиметра Гёплера (Б).

3.4. Техника подготовки и проведения эксперимента.

Модельный материал заданной влажности размещался на штампах экспериментальной установки (рис. 3.2, 3.4). Один из штампов установки оставался неподвижным, другой перемещался с заданной постоянной скоростью. Длина модели (L), её ширина (M) и высота (H) составляли 1.2, 0.5 и 0.1 метра соответственно, что при

принятом коэффициенте подобия линейных размеров ($C_l=10^6$) составляет блоку литосферы длиной 1200 км, шириной 500 км и толщиной 100 км.

На плановую поверхность модели наносилась реперная сетка из прямых линий (рис. 3.5), по формоизменению и перемещению которых в ходе эксперимента впоследствии производилась количественная оценка деформаций и перемещений (рис. 3.4). Оцифровка реперных линий производилась дискретно с присвоением номера каждой пятой линии. При обработке фотографий промежуточным реперным линиям присваивалось дробное значение. Например, 4 промежуточные реперные линии между линиями 1 и 2 имели нумерацию по направлению от первой ко второй 1.1, 1.2, 1.3, 1.4 соответственно, между линиями 2 и 3, 2.1, 2.2, 2.3, 2.4 и т.д.

В экспериментах, направленных на изучение динамики деформаций в зоне формирующегося разлома и требующих большого количества точечных реперов, вместо реперных линий на поверхность модели насыпался тонкий слой мелкозернистого кварцевого песка.

Ход каждого эксперимента фотографировался цифровой фотокамерой Canon EOS 250D, а также специализированной скоростной цифровой фотокамерой «Basler acA2000-50gm» (рис. 3.6) с разной дискретностью.

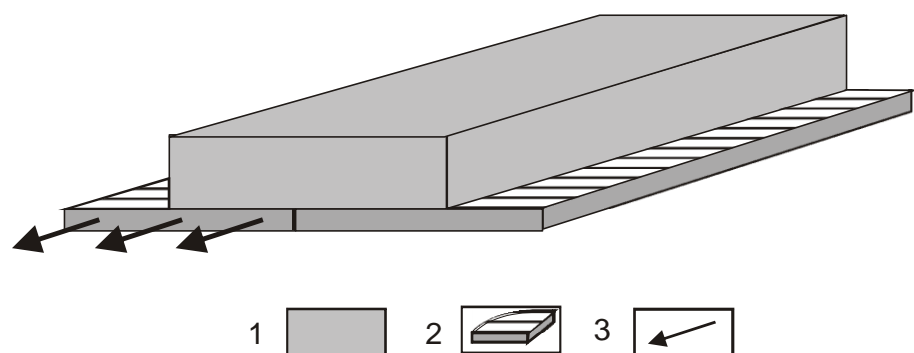


Рис. 3.4. Схема расположения модели на штампах экспериментальной установки.

1—однослойная модель (водная паста монтмориллонитовой глины); 2—штампы установки; 3—направление движения подвижного штампа.

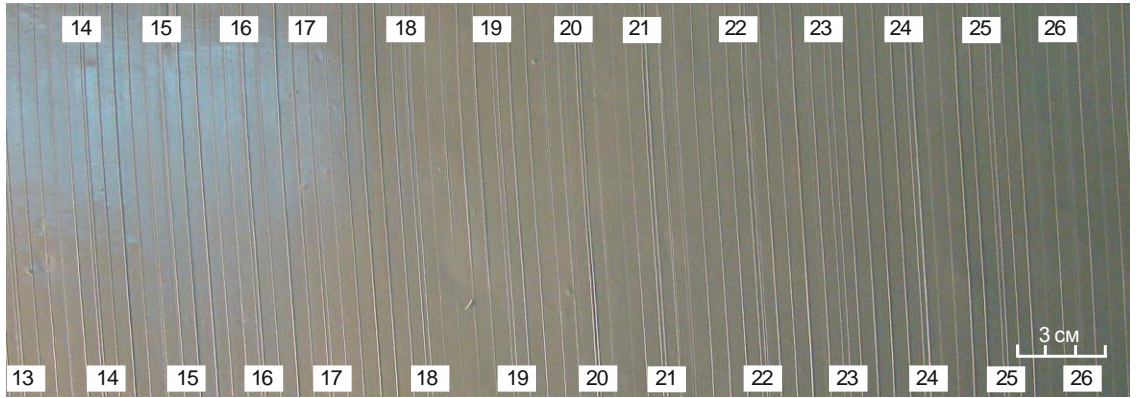


Рис. 3.5. Фрагмент модели с нанесенной на её плановую поверхность сеткой реперных линий с их дискретной оцифровкой.



Рис. 3.6. Скоростная цифровая фотокамера «Basler acA2000-50gm».

3. 5. Фактический материал и методы обработки

Источником фактического материала являлись полученные в ходе экспериментов серии цифровых фотографий плановых поверхностей моделей, по которым строились структурные схемы и собиралась необходимая качественная и количественная информация.

В общем виде, внутреннее строение формирующихся в моделях сдвиговых зон представлено системами линейно вытянутых узких блоков и разделяющих их разрывов (рис. 3.7 А, Б). За основные количественные параметры, отражающие деформационную

динамику разрывов и механизм их избирательной активизации были приняты следующие параметры (рис. 3.7 В):

- интегральная или накопленная амплитуда смещения (a_i), на разрывах к моменту фоторегистрации;
- дифференциальная амплитуда смещения или её приращение ($\Delta a = a_j - a_i$), накопленная на разрывах за единичный временной интервал равный дискретности фотосъемки;
- интегральное или накопленное изменение расстояния между соседними реперами в верхнем и нижнем крыльях разрывов (m_i), за счет пластической деформации. Под верхним и нижним крыльями разрывов понимается соответственно крылья выше и ниже анализируемого разрыва на фотографии по вертикали;
- дифференциальное изменение расстояния или его приращение между соседними реперами в смежных, верхнем и нижнем крыльях разрывов ($\Delta m = m_j - m_i$), накопленное за единичный временной интервал равный дискретности фотосъемки.

Замеры перечисленных параметров осуществлялись в пределах выбранных тестовых площадок на сериях фотографий, последовательно от одной фотографии к другой, в ручном режиме в программе «CorelDraw».

Для анализа эволюции полей деформаций в сдвиговой зоне в целом, или в отдельных локальных участках, использовался метод корреляции цифровых изображений (Digital Image Correlation–DIC), основанный на анализе последовательности фотографий деформируемой поверхности материала [Sutton et al., 2009] (на базе программного обеспечения Strain Master). Данный метод позволяет рассчитывать распределения компонент вектора перемещений, тензора деформации на поверхности испытываемого материала и их эволюцию во времени [Panteleev et al., 2014, 2015]. Одним из необходимых условий применимости метода DIC является высокий уровень контраста оптических изображений. В нашем случае это достигалось путем нанесения на поверхность модели тонкого слоя песка (рис. 3.7). Расчет полей деформации и перемещений на фотографиях

осуществлялся в пределах прямоугольной рабочей области размером 220 x 72.17 мм, показанной на рисунке 3.8 А штрих-пунктирной линией.

Для достаточного уровня детализации деформационных полей на каждой фотографии рабочая область покрывалась равномерной сеткой с размером ячейки (подобласти) 3.43 x 3.43 мм (32 x 32 пикселя, размер одного пикселя – 0.107 x 0.107 мм).

Далее, для каждой пары смежных фотографий вычислялась кросскорреляционная функция интенсивности пикселей между парами ячеек одинакового номера (рис. 3.9). Смещение максимума кросскорреляционной функции позволяет определить направление и амплитуду смещения данной ячейки.

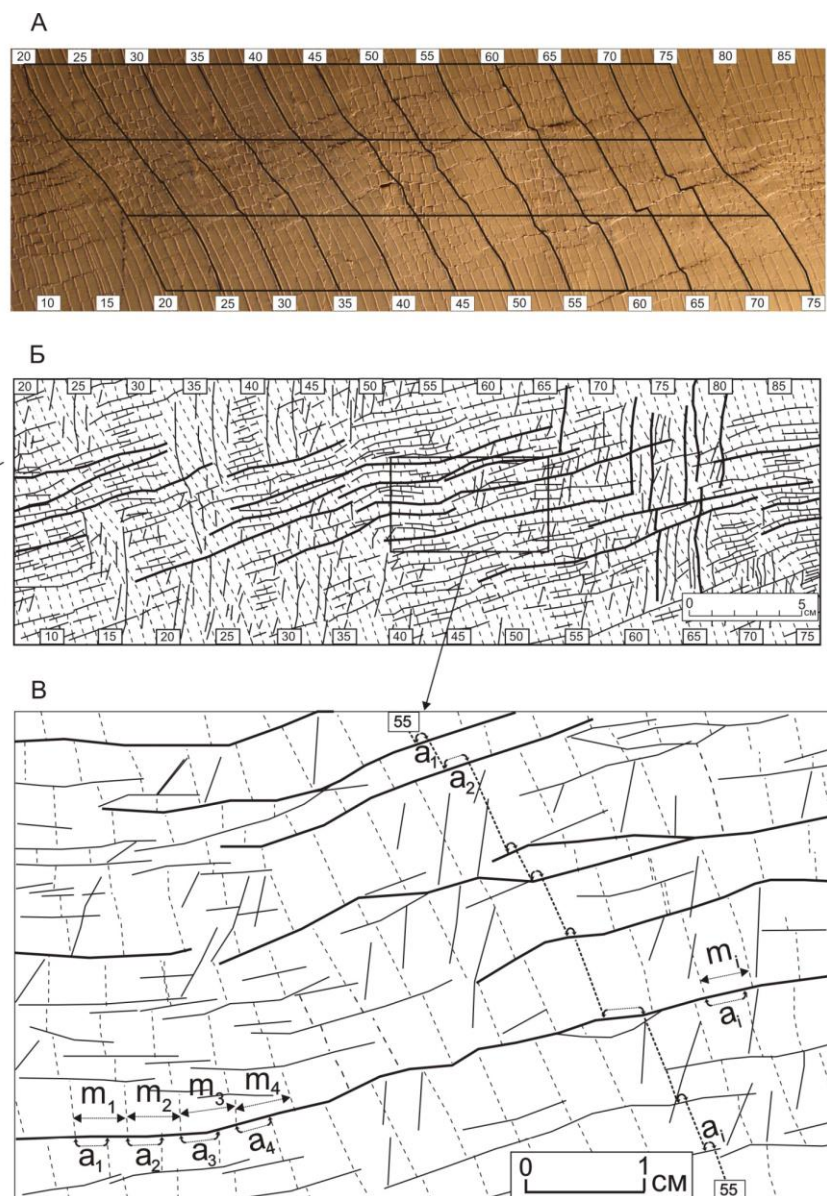


Рис. 3.7. Фрагмент сдвиговой зоны на модели (вид в плане) (А), ее структурная схема (Б) и увеличенный фрагмент структурной схемы (В).

1–реперная сетка линий; 2–разрывы; 3–нумерация реперных линий. A^1, a^2, \dots, a^i –амплитуды горизонтального смещения на разрыве; m^1, m^2, \dots, m^i –расстояние от репера до репера в блоке.

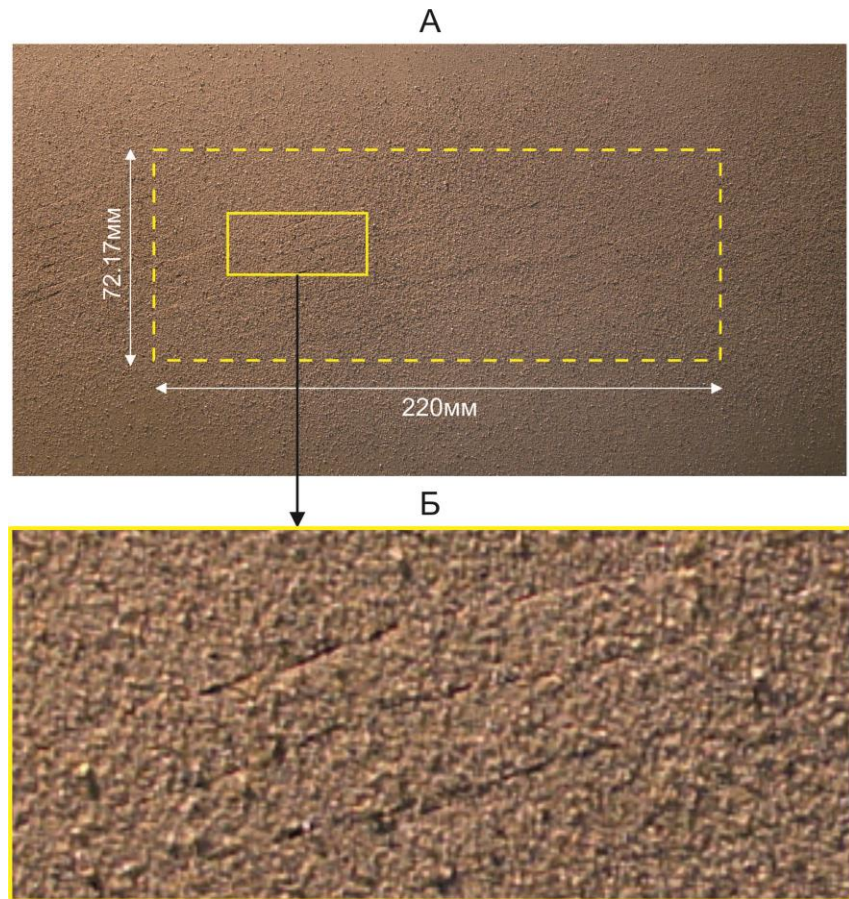


Рис. 3.8. Фото поверхности модели с нанесенным на её поверхность тонким слоем песка (А) и её увеличенный фрагмент (Б). Штрих-пунктирной линией околнурена рабочая область для расчета деформаций и перемещений в формирующейся сдвиговой зоне методом DIC.

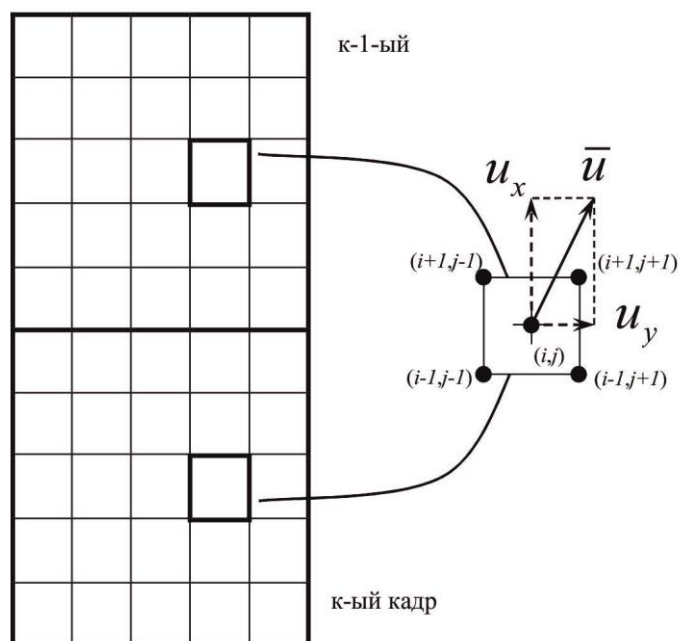


Рис. 3.9. Алгоритм обработки цифровых изображений. Пояснения символов даны в тексте.

Последовательный перебор всех ячеек расчетной области по всем фотографиям, отснятым в рамках одного эксперимента, позволяет построить распределение векторов перемещений в расчетной области и его эволюцию во времени по мере развития деформационного процесса.

Численное дифференцирование полученного набора распределений компонент вектора перемещений в каждый момент времени позволяет рассчитать распределение компонент тензора деформации.

В данной работе проводились расчеты поперечной (ортогональной по отношению к направлению сдвига) компоненты тензора деформации в каждом узле расчетной сетки. Поперечная деформация в выбранном узле сетки рассчитывается между двумя соседними моментами времени как приращение поперечной компоненты вектора перемещения в данном узле, отнесенное к размеру ячейки сетки согласно соотношению (3.1):

$$\varepsilon_{xx}(t_i) \approx \frac{\langle u_x(t_i) \rangle - \langle u_x(t_{i-1}) \rangle}{s}, \quad (3.1)$$

где $\varepsilon_{xx}(t_i)$ - поперечная деформация в точке x_{ij} в момент времени t_i , s - размер элементарной ячейки сетки (для проведенных экспериментов 3.43 мм), в свою очередь поперечная компонента вектора перемещения в данный момент времени для выбранного узла (i, j) рассчитывается как среднее значение поперечной компоненты вектора перемещения (3.2) в четырех соседних узловых точках (рис. 3.9):

$$\langle u_x \rangle = \frac{1}{2} \left(\frac{u_x(i-1, j-1) + u_x(i+1, j-1)}{2} + \frac{u_x(i-1, j+1) + u_x(i+1, j+1)}{2} \right), \quad (3.2)$$

В данной главе описаны основные понятия и составляющие части методики проведения экспериментов. Моделирование проводилось с обязательным соблюдением условий подобия моделей природным объектам, которое достигается путем подбора граничных условий экспериментов, определяющихся по уравнению 1 (см. выше).

Модельный материал был выбран с учетом не только реологических свойств, но и с учетом свойств моделируемого объекта, в нашем случае таким объектом является литосфера. Описана отработанная схема проведения экспериментов, сбора фактического материалы, а также методы обработки, позволившие получить следующие результаты, представленные далее, в главе 4.

ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ СДВИГОВЫХ ЗОН

4.1. Эволюция разрывной структуры сдвиговой зоны как периодический процесс

Структурная эволюция сдвиговых зон происходит с определенной последовательностью появления и развития в их пределах пластических и разрывных деформаций. На момент её заложения в ней формируются пликативные, складчатые структуры, а в дальнейшем – системы разноранговых разрывных нарушений [Гзовский, 1956; Ravony, 1962; Tchalenko, 1970; Стоянов, 1977]. Их развитие происходит путем прорастания и избирательного объединения первичных, мелких разрывов в более крупные, с последующим образованием единого магистрального сместителя, и этот процесс, как было показано выше, реализуется с определенной периодичностью, подразделяясь на три стадии [Шерман и др., 1983; Шерман и др., 1991, Семинский, 2003]. Выделенные стадии отражают динамику структурообразования в масштабе всей сдвиговой зоны в целом. Имеет ли стадийная периодичность более дробное деление на меньших пространственных и временных масштабах? В настоящем разделе приводятся результаты физического моделирования, посвященные исследованию этого вопроса.

4.1.1. Фактический материал.

Исходным фактическим материалом являются серии фотографий моделей с развивающимся в них процессом формирования сдвиговой зоны. В выполненной серии экспериментов модели стандартного размера (длина $L_m = 1.5$ м, ширина $M_m = 0.5$ м и высота $H_m = 0.1$ м), с вязкостью $\eta = 10^6$ Па·с деформировались с постоянными скоростями $V = 10^{-5}$ м/с или $V = 5 \cdot 10^{-5}$ м/с, что в пересчете через коэффициенты подобия ($C_l \sim 10^6$; $C_\eta \sim 10^{16}$, $C_t \sim 10^{11}$) соответствует формированию сдвиговой зоны в блоке литосферы длиной 1500 км, шириной 500 км, мощностью 100 км, деформированному со скоростями 0.5 мм/год или 1 мм/год. Развивающийся в модели процесс фотографировался с дискретностью от 1 до 30 секунд. Для сбора необходимой информации выбиралась серия

фотографий, отражающая первую (раннюю дизъюнктивную) или вторую (позднюю дизъюнктивную) стадии развития процесса разрывообразования в сдвиговой зоне (рис. 2.3). Для формирующейся в эти стадии разрывной структуры условно выделялись масштабные уровни I, II, и III порядка (рис. 4.1) [Каримова, Борняков, 2020]. Уровень I порядка охватывает всю зону в целом, второй - её часть с группой разрывов и вычленимых ими блоков, а третий включает в себя только отдельные разрывы и смежные с ними блоки. С точки зрения такой типизации отмеченная выше стадийность деформационного процесса в сдвиговой зоне отражает его периодичность на первом масштабном уровне.

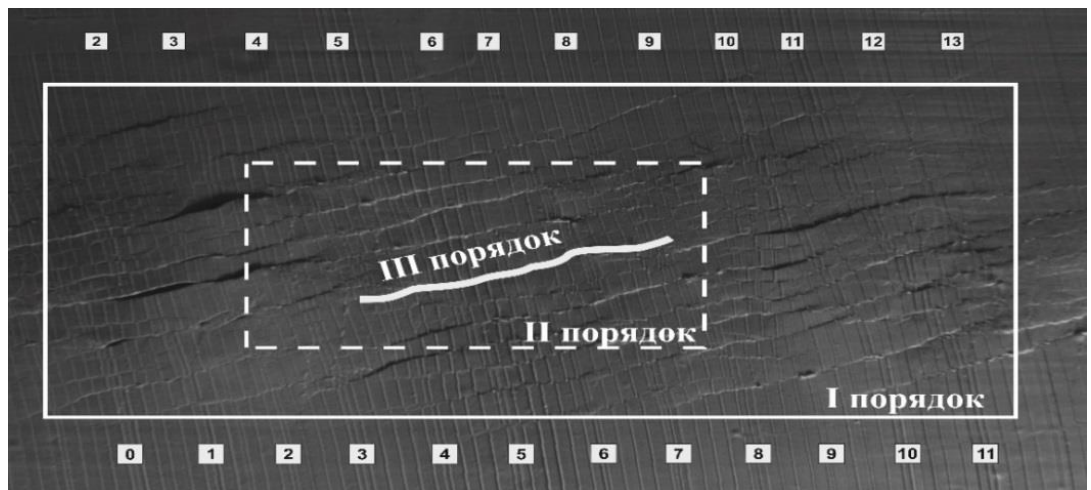


Рис. 4.1. Используемые масштабные уровни в сдвиговой зоне.

Для получения представлений о деталях процесса разрывообразования на уровне II порядка с каждой из выбранных для анализа фотографий в пределах выделенной в сдвиговой зоне рабочей прямоугольной площадки размером 0.275 x 0.125 м собраны данные по следующим параметрам:

- общему количеству разрывов без ранжирования их по длине (N);
- суммарной длине разрывов всех разрывов (L);
- накопленной на всех разрывах амплитуды смещения (a).

Для характеристики на уровне III порядка по отдельным наиболее крупным разрывам, выбранным в качестве эталонных, и смежных с ними блоков собраны замеры следующих параметров:

- накопленную амплитуду смещения на разрыве (a_i) и её приращений (Δa_i) за контрольный интервал времени;
- изменение расстояния между парами реперных линий (m_i) в смежных с разрывом блоках и его приращений за контрольные интервалы времени (Δm_i), за счет пластической деформации.

4.1.2. Результаты и выводы

Обработка данных по перечисленным выше количественным параметрам, собранным по фотографиям разных экспериментов, проведенных при одинаковых граничных условиях, показала хорошую повторяемость получаемых результатов, что позволило сократить объем представляемого графического материала, ограничившись демонстрацией результатов отдельных экспериментов.

На рисунке 4.2. представлены результаты обработки фотоматериалов эксперимента, выполненного при описанных выше граничных условиях при скорости деформирования модели $5 \cdot 10^{-5}$ м/с. Приведённые графики отражают коллективную деформационную динамику разрывных нарушений в сдвиговой зоне на уровне II порядка в первую стадию её формирования. Из графиков следует, что процесс разрывообразования в пределах ранней дизъюнктивной стадии развивается с определенной периодичностью в виде повторяющихся вариаций тестовых параметров, длительностью 1.5 – 2.0 минуты, для выбранных граничных условий эксперимента. В рамках исследуемой стадии имеют место три таких вариации, что позволяет говорить о реализации трех качественно повторяющихся деформационных этапа. Сопоставление графиков показывает в целом достаточно высокую степень согласованности в поведении всех трех рассмотренных параметров разрывов (рис. 4.2А,Б,В).

Периодичность деформационного процесса проявляется и на более низком III масштабном уровне, что прослеживается в вариациях суммарных, кумулятивных амплитуд смещений (a_i) и их приращений (Δa_i) за единичные интервалы времени на отдельных разрывах (рис. 4.3А,Б), а также в вариациях расстояния между реперами (m_i) и

его приращений (Δm_i), отражающих пластическую деформацию модельного материала в краевых частях смежных с этим разрывом блоков (рис. 4.3В,Г).

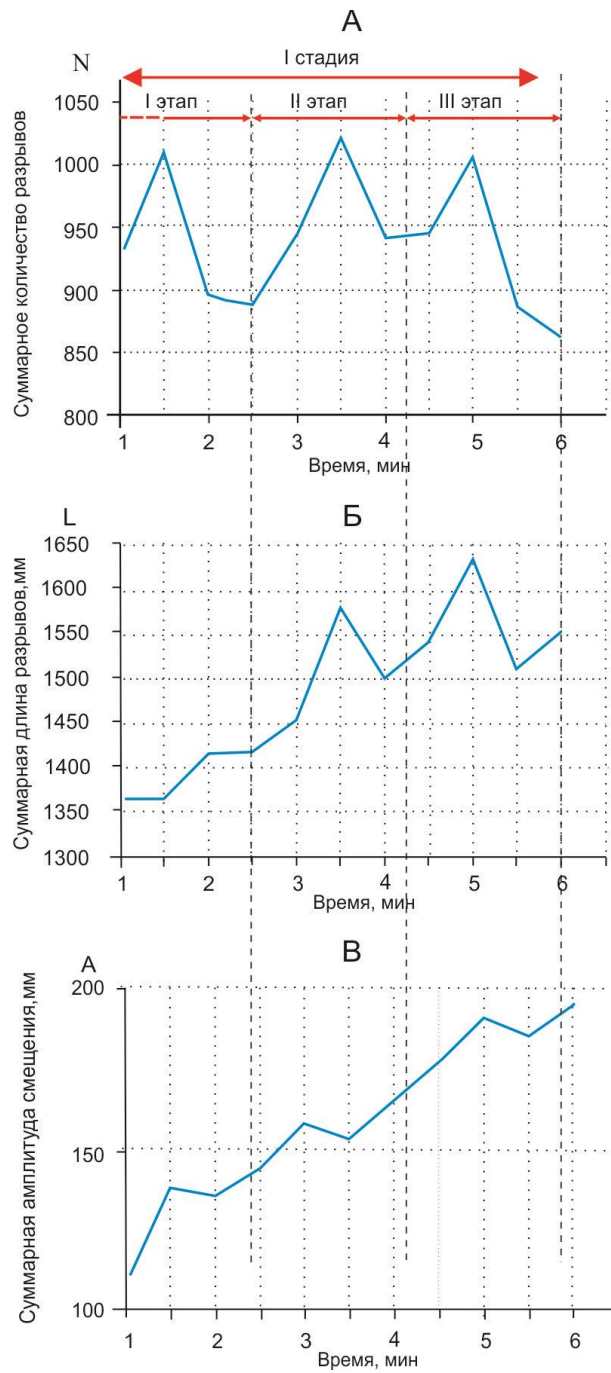


Рис. 4.2. Три вариации параметров, соответствующие трем этапам процесса разрывообразования в первую стадию развития сдвиговой зоны: А–количества разрывов, Б–суммарной длины разрывов, В–накопленной на разрывах амплитуды смещения.

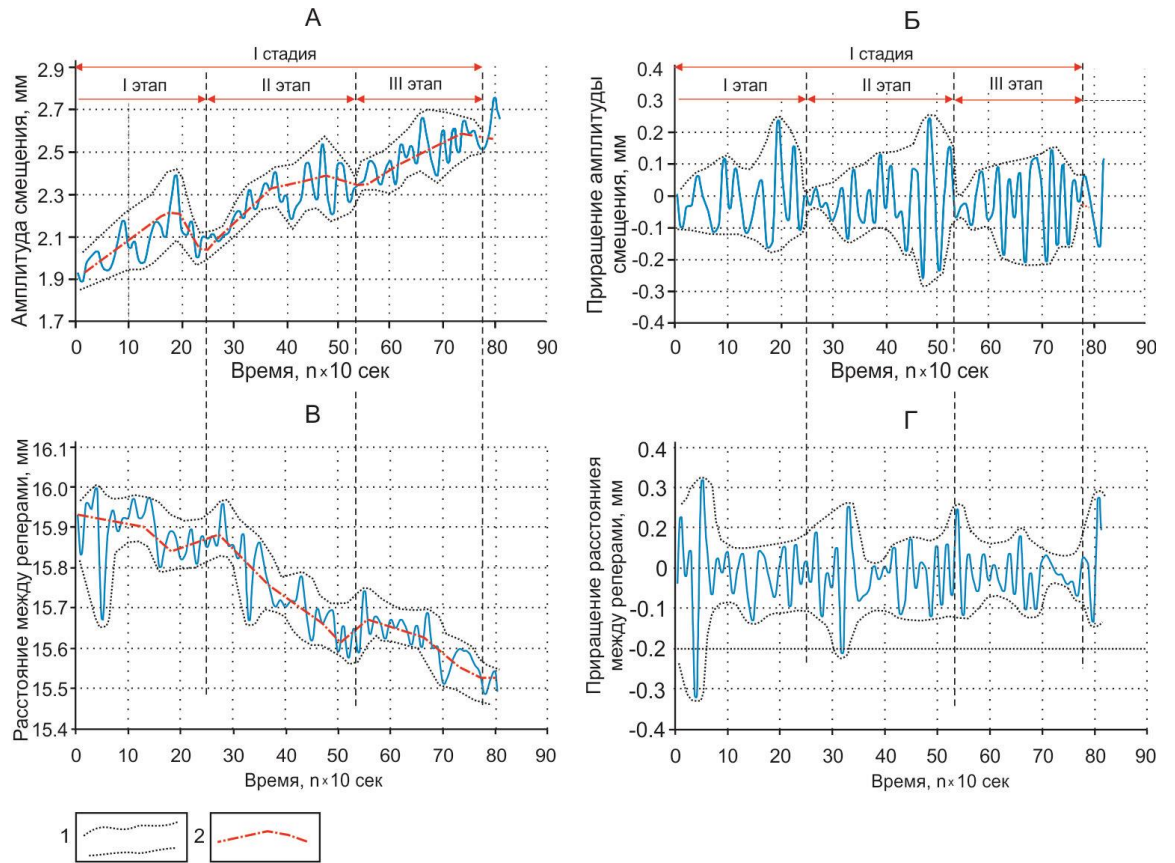


Рис. 4.3. Три группы периодических вариаций параметров, соответствующие трем этапам разрывообразования в первую стадию развития сдвиговой зоны: А–накопленная амплитуда смещения на разрыве (a_i); Б–приращения амплитуды смещения на разрыве (Δa_i) за единичный временной интервал; В–пластическая деформация смежного с разрывом блока (m_i); Г–приращения за единичный временной интервал (Δm_i). 1–верхняя и нижняя огибающие кривых; 2–осевая линия кривых.

Из приведенных графиков видно, что накопленная амплитуда смещения и расстояние между реперами изменяются во времени по определенным трендам в колебательном режиме. Первый параметр (a_i) в целом возрастает, испытывая кратковременные снижения на границах этапов (рис. 4.3А). Отдельная его вариация «рост-снижение» указывает на реализацию на разрыве прямого, поступательного и обратного, реверсного смещения, под которыми понимаются, соответственно, смещения согласные с направлением движения активного крыла формирующейся сдвиговой зоны и противоположные ему, соответственно. Первые способствуют увеличению суммарной амплитуды смещения на разрыве, тогда как вторые, наоборот, уменьшают её. По

поведению осевой линии кривой на графике параметра a_i (рис. 4.3А) видно, что на границах этапов общий рост суммарной амплитуды смещения на разрыве сменяется уменьшением, что указывает на преобладание по нему подвижек обратного знака в этот переходный временной интервал. По мере приближения к концу каждого этапа возрастает амплитуда вариаций параметров a_i и Δa_i . Второй параметр (m_i), в отличие от первого, наоборот, в целом снижается, испытывая кратковременное увеличение на границах этапов. В данном случае его увеличение и уменьшение обусловлено, соответственно, деформациями растяжения и сжатия. Таким образом, смежные с разрывом блоки, находящиеся большую часть времени в рамках этапов в условиях сжатия, в переходные временные интервалы между этапами испытывают кратковременное растяжение. Из сопоставления графиков А и Б с графиками В и Г рисунка 4.3. следует, что деформационные активности разрыва и смежных с ним блоков, определяемые по амплитудам их вариаций, находятся в противофазе.

Приведенные экспериментальные результаты, согласующиеся с результатами других экспериментов, позволяют ранее выявленную периодичность процесса разрывообразования в сдвиговой зоне на масштабном уровне I порядка в виде стадий дополнить периодичностями более низких масштабных уровней. Установлено, что на масштабных уровнях II и III порядков стадии подразделяются на этапы, состоящие из групп периодов, включающих в себя периоды (рис. 4.4). Таким образом, разномасштабные периодичности процесса разрывообразования в сдвиговой зоне в целом укладываются в ряд: стадия–этап–группа периодов–период.

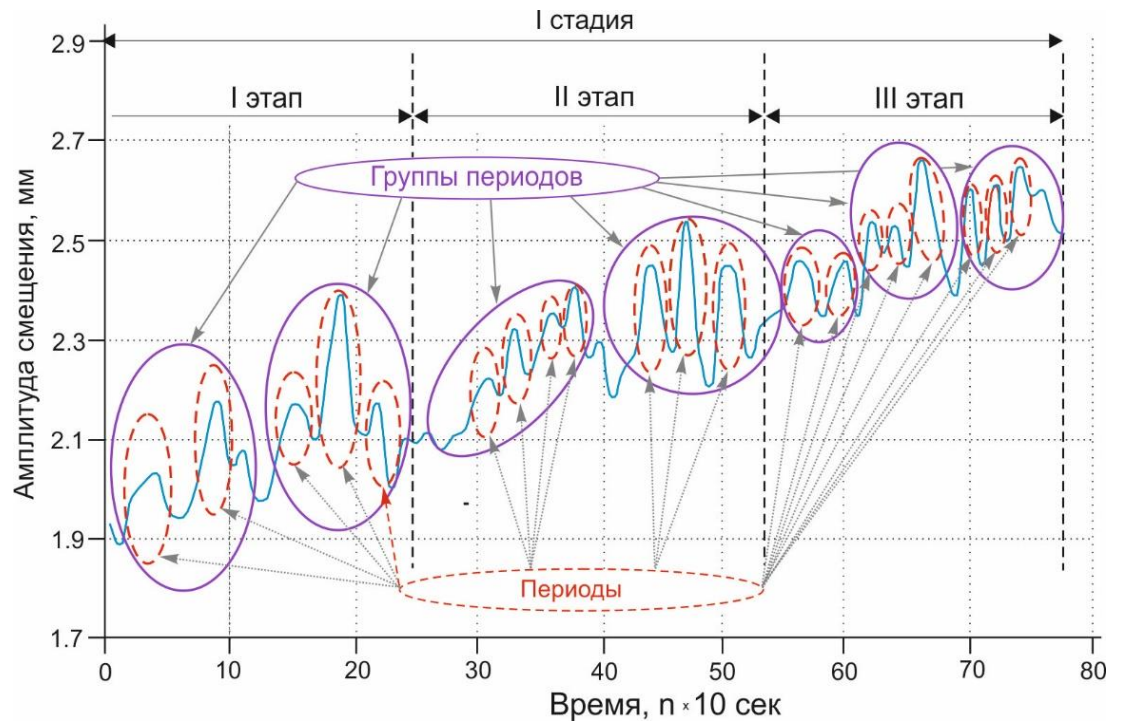


Рис. 4.4. Периодичности разрывообразования в пределах этапов в виде периодов и групп периодов и отдельными вариациями параметра амплитуды соответственно.

4.2. Сегментная структура разрывов в сдвиговой зоне.

4.2.1. Фактический материал.

Для изучения закономерностей в вариациях активности протяженных разрывов в сдвиговой зоне проведена серия экспериментов по воспроизведению процесса её формирования при следующих граничных условиях: длина, ширина и толщина составляют $L_m = 1.5$ м, $M_m = 0.5$ м и $H_m = 0.1$ м соответственно, вязкость модели $\eta = 10^6$ Па·с, скоростью деформирования $V = 10^{-5}$ м/с. В пересчете через коэффициенты подобия ($C_l \sim 10^6$; $C_\eta \sim 10^{16}$, $C \sim 10^{11}$) в эксперименте воспроизводилось формирование сдвиговой зоны в блоке литосферы длиной 1500 км, шириной 500 км, вязкостью 10^{22} Па·с, мощностью 100 км, деформированному со скоростями 0.5 мм/год.

Моделируемый процесс фотографировался с дискретностью 1 минута. Всего за время эксперимента получено более 100 фотографий. Учитывая большую затраты времени процесса сбора замеров параметров, количество обрабатываемых фотографий было ограничено. Для обработки были использованы 26 фотографий, отражающих

эволюцию разрывной структуры сдвиговой зоны в первую стадию её развития. С каждой из фотографии снимались замеры интегральных, накопленных амплитуд смещений (a_i) на тестовых разрывах и деформаций модельного материала (m_i) в их верхних и нижних крыльях (рис. 4.5)

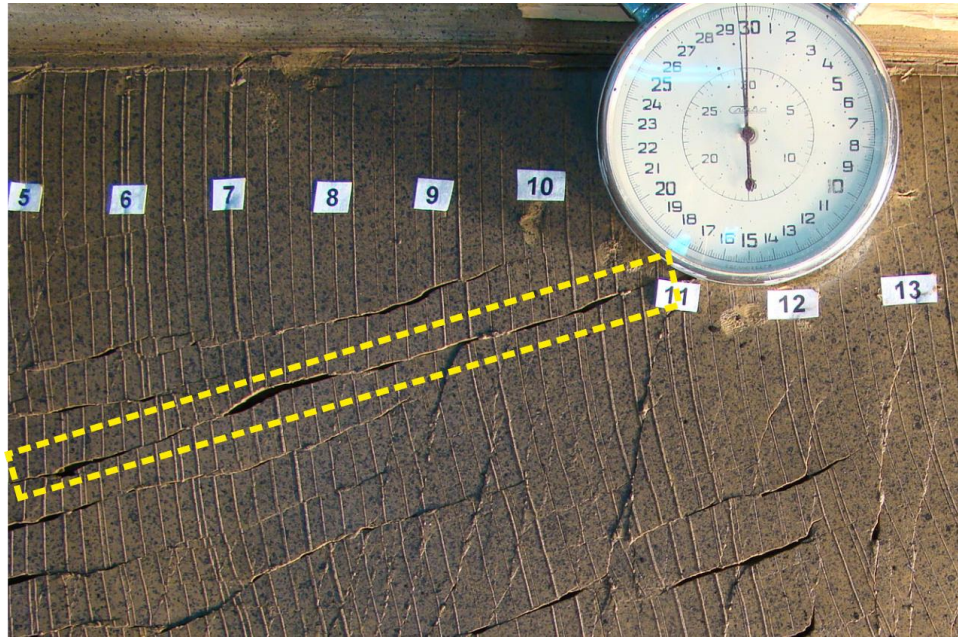


Рис. 4.5. Фрагмент фотографии модели с отмеченным желтым пунктиром рабочим разрывом.

По исходным значениям этих параметров в дальнейшем рассчитывались дифференциальные значения или приращения (Δa_i , Δm_i) за контрольный временной интервал времени (60 секунд).

4.2.2. Результаты и выводы

Графики рисунков 4.6. и 4.7. отражают вариации параметров a_i и Δa_i по простиранию одного из тестируемых разрывов. В первом случае представлены три кривые, показывающие распределение накопленной на этом разрыве амплитуды смещения по его простиранию к 10-й, 23-й и 36-й минутам процесса формирования сдвиговой зоны в модели от начала её деформирования. Видно, что по мере развития деформационного процесса интегральная амплитуда на всех контрольных реперах в целом возрастает, однако, её величина варьирует вдоль разрыва (см. рис. 4.6). На одних его

участках она больше, на других меньше и иногда эта разница существенна. Сопоставление разновременных кривых показывает, что отмеченная неравномерность распределения a_i по простиранию разрыва, меняясь в деталях, в общих чертах сохраняется во времени.

Динамика изменений дифференциальной амплитуды смещения более отчетливо проявляется в её короткопериодных вариациях (Δa_i) (см. рис. 4.7). Из приведенных кривых видно, что Δa_i по простиранию разрыва существенно меняется. На разных его участках фиксируются положительные, отрицательные и нулевые значения этого параметра. Первые и вторые обусловлены смещением крыльев разрыва согласным с направлением смещения крыльев сдвиговой зоны и противоположным ему соответственно, а третьи указывают на отсутствие подвижек на разрыве за контрольный интервал времени. При этом нередки случаи смены направления смещения крыльев разрыва с левостороннего на правостороннее с последующим возвратом на левостороннее. Выявленный возвратно-поступательный характер реализации смещений во времени является закономерной особенностью деформационной динамики всех активных разрывов, участвующих в её внутреннем строении. Он прослеживается на протяжении всего развития разрывов, что наглядно отражается в вариациях во времени параметров a_i и Δa_i при анализе смещений на отдельных реперах (рис. 4.8).

Фрагментарно-разнонаправленная динамика смещений крыльев разрыва приводит к его разделению в каждый отдельный момент времени на совокупность отдельных активных сегментов, на которых проявляются смещения разных знаков – как левосторонние, так и правосторонние (рис. 4.9). Сегменты с разным типом смещения разделены непротяженными участками разрыва, на которых смещения отсутствуют. Такие участки отождествляются с пассивными сегментами. Как видно из сопоставления графиков рисунка 4.8 оба типа сегментов характеризуются пространственно-временной мобильностью, изменчивостью их длин, значениями накопленной на них амплитуды смещений и её кинематическим типом.

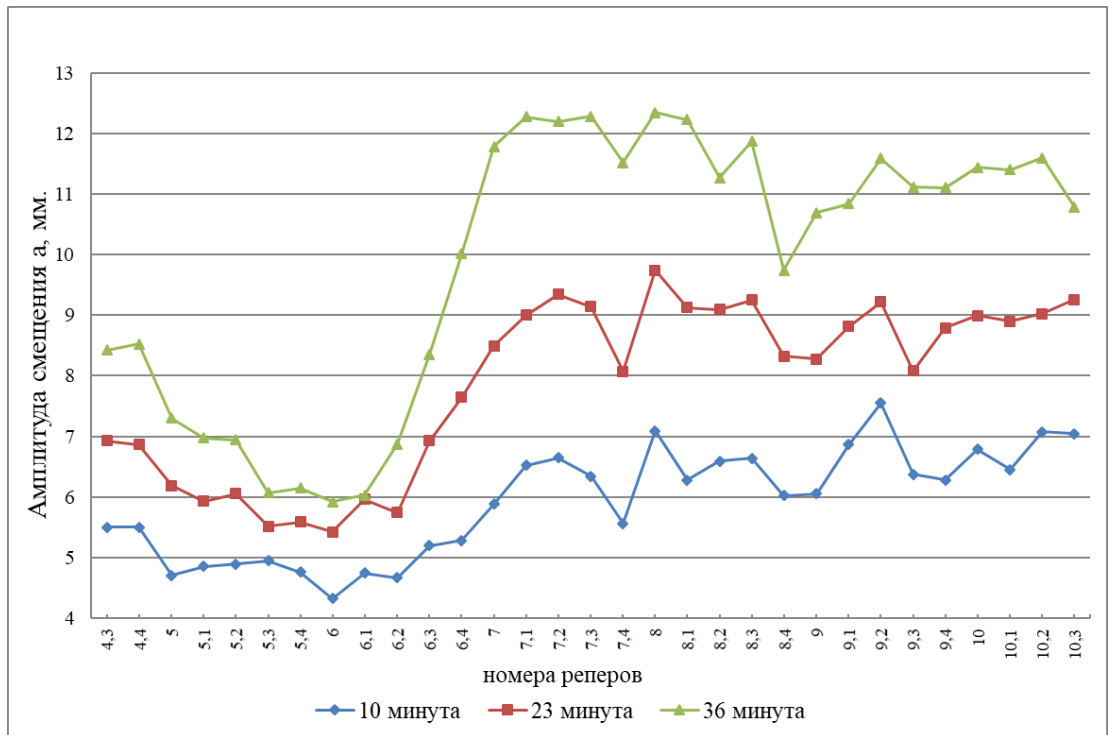


Рис. 4.6. Вариации накопленной амплитуды смещения a_i по простиранию разрыва во времени в формирующейся сдвиговой зоне.

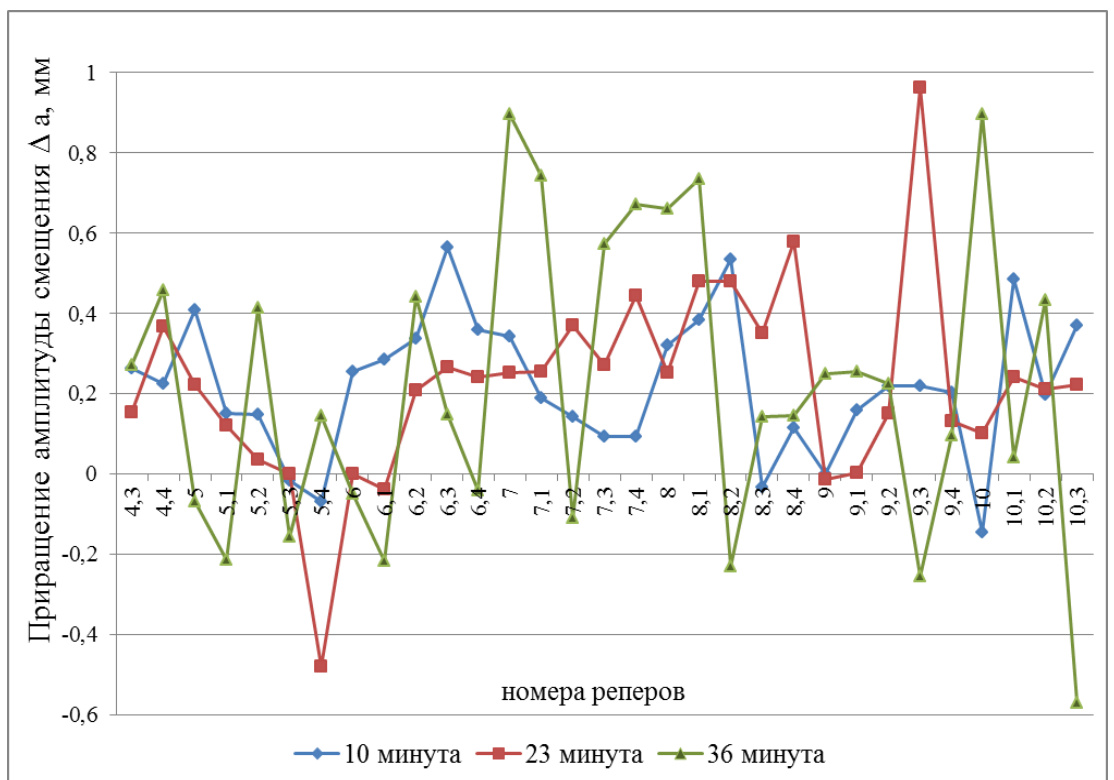


Рис. 4.7. Вариации приращений амплитуды смещения Δa_i по простиранию разрыва во времени в формирующейся сдвиговой зоне.

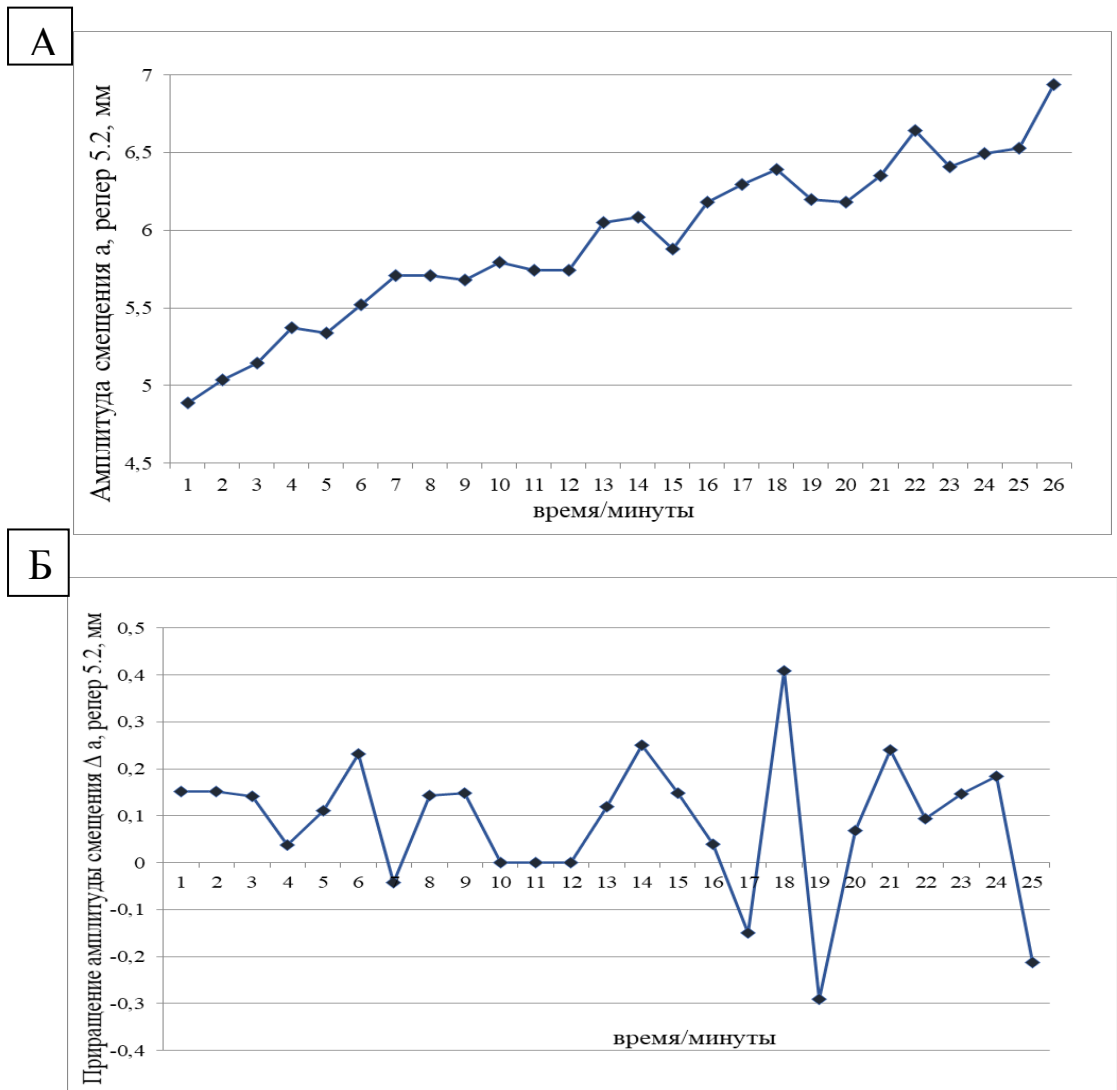


Рис. 4.8. Вариации накопленной амплитуды смещения a_i (А) и её поминутных приращений (Б) во времени на одном контрольном репере на разрыве.

Таким образом, из приведенных выше материалов следует, что в каждый момент времени разрывы, относимые к разряду активных, в действительности активны избирательно-дискретно по их длине за счет процесса сегментации. Реальной активностью обладают лишь отдельные их сегменты, нередко отличающиеся по типу смещений на них. Наглядным примером является результат обработки двух фотографий эксперимента, показывающий сеть активных разрывов (рис. 4.10А) и сеть их активных сегментов (рис. 4.10Б) в сдвиговой зоне в фиксированный временной интервал.

T_1  T_2  T_3  T_4 

Рис. 4.9. Вариации приращения амплитуды смещения Δa_i по простиранию разрыва L в формирующейся сдвиговой зоне, зафиксированные во временной последовательности T_1, T_2, T_3, T_4 с дискретностью 1 минута.

Из рисунка 4.10. видно, что сегменты с обратным направлением смещений на них присутствуют в разных частях формирующейся сдвиговой зоны. По усредненным оценкам их суммарная длина составляет примерно 25 % от общей длины всех сегментов.

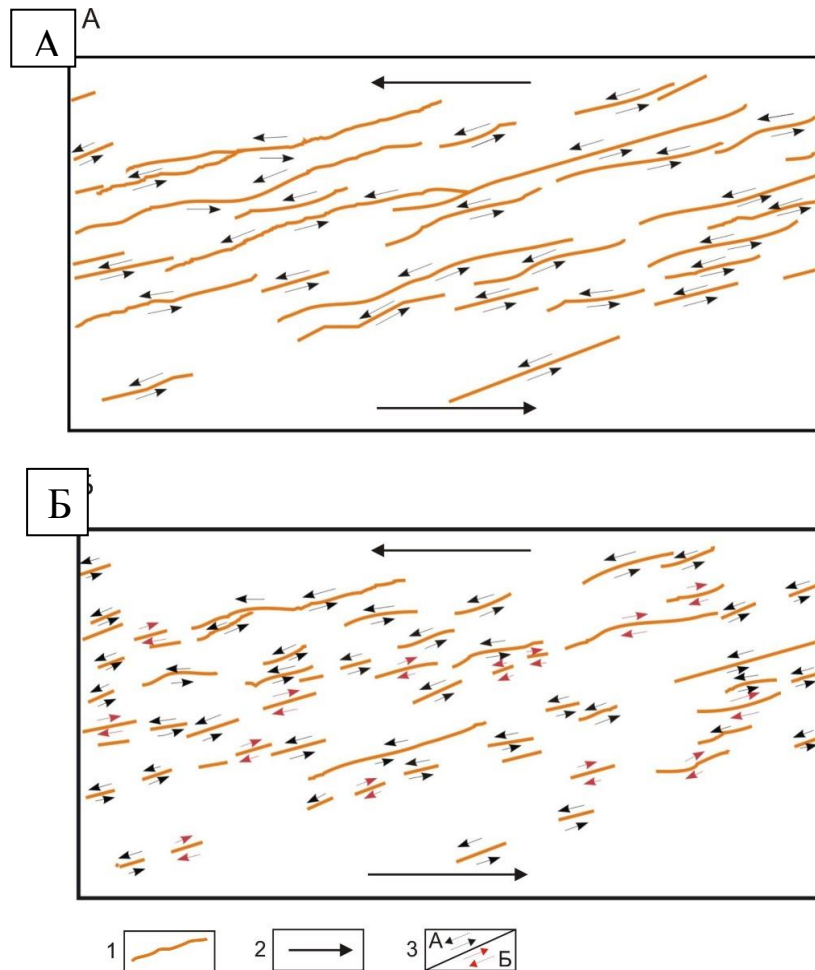


Рис. 4.10. Структурная схема активных разрывов (А) и их активных сегментов (Б) в формирующейся сдвиговой зоне

Условные обозначения: 1 – активные разрывы; 2 – направления движения крыльев деструктивной зоны; 3 – направления смещений по активным разрывам согласные (А) и обратные (Б) направлению смещения крыльев сдвиговой зоны.

Причина сегментации разрывов кроется в неравномерном характере реализации пластической деформации в смежных с ними блоках, что подтверждается результатами мониторинга в них интегральных (m_i) и дифференциальных (Δm_i) деформаций модельного материала (рис. 4.11, 4.12). Анализ приведенных графиков позволяет отметить две отчетливо проявляющиеся особенности.

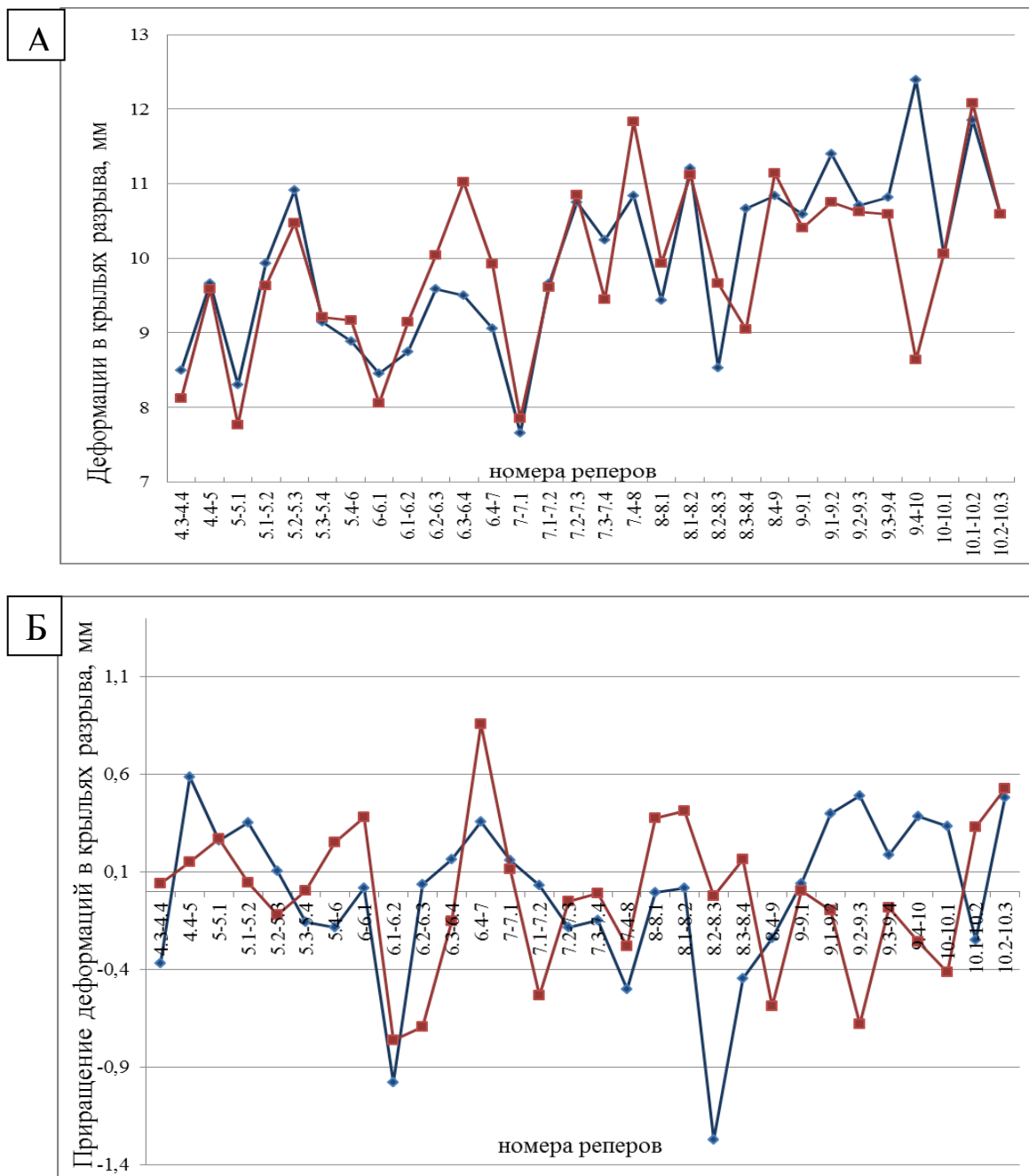


Рис. 4.11. Вариации деформаций m_i (А) и их приращений Δm_i (Б) по простиранию разрыва в нижнем (кривая трассирована квадратами) и верхнем (кривая трассирована ромбиками) смежных с ним блоках.

Во-первых, видно, что блоки в крыльях разрыва деформируются неравномерно по его простиранию (рис. 4.11А). При этом в каждом крыле деформации, оцененные по изменению расстояний между реперами (m_i) дифференцированы по их типу (рис. 4.11Б). Выделяются участки, где фиксируется растяжение (Δm_i положительное), которые чередуются с участками сжатия (Δm_i отрицательное) (рис. 4.11Б).

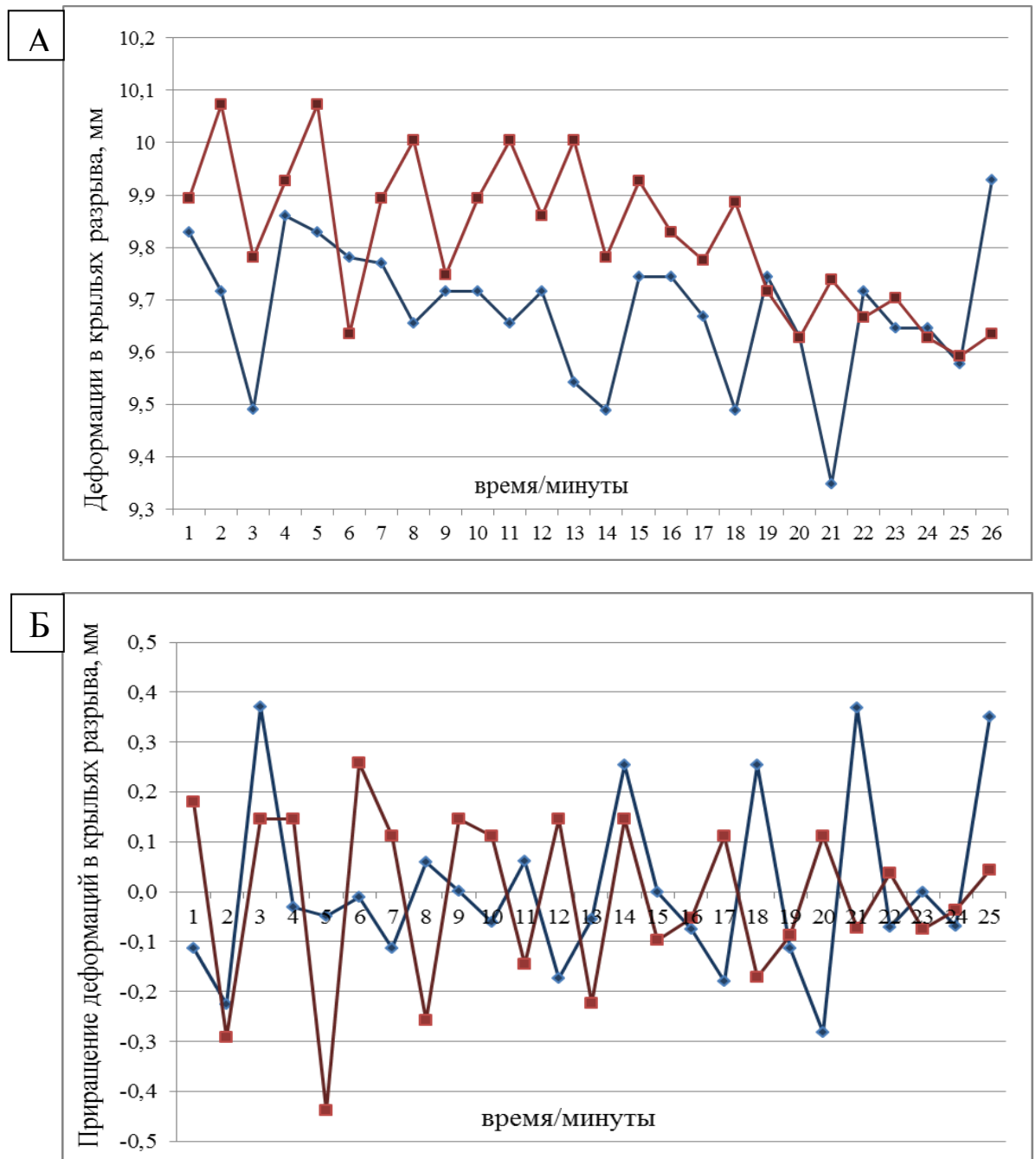


Рис. 4.12. Вариации деформаций m_i (А) и их приращений Δm_i (Б) во времени на смежных участках с одноименными реперами в нижнем (коричневая кривая, трассирована квадратиками) и верхнем (синяя кривая, трассирована ромбиками) в крыльях разрыва.

Во-вторых, деформации на отдельных участках смежных блоков, расположенных друг против друга и контактирующих между собой по плоскости разрыва, чаще всего отличаются как по абсолютным значениям, так и по их типу. Это хорошо прослеживается по вариациям приращений деформаций в пределах таких смежных участков во времени (рис. 4.12). Из графика видно, что нередки ситуации когда в одном крыле разрыва

существует сжатие, а в симметрично расположенной точке другого крыла фиксируется растяжение. При определенном сочетании таких полярно противоположных деформационных обстановок в смежных блоках на самом разрыве реализуются смещения обратного знака.

Все выше приведенное в настоящем разделе позволяет констатировать, что протяженные разрывы в сдвиговой зоне имеют сегментную структуру, представленную в каждый момент времени совокупностью чередующихся по их простиранию активных и пассивных сегментов. Активизация пассивных сегментов и переход активных сегментов в пассивное состояние обусловлены разным деформационным поведением смежных блоков. Несогласованность деформационной динамики смежных блоков порождает разнонаправленную динамику смещений на активных сегментах.

4.3. Дискретно-волновая динамика деформаций в сдвиговой зоне.

Представленный в предыдущем разделе график рисунка 4.11 отражает колебательный характер вариации деформаций во времени в смежных с разрывом блоках. Колебания могут иметь разную природу. Они могут быть обусловлены местными, локальными причинами, связанными с особенностями механического взаимодействия самих блоков из-за сложной морфологии сместителя разделяющего их разрыва. С другой стороны, они могут быть обусловлены глобальной причиной, являясь следствием прохождения по этим блокам внешних, по отношению к ним, транзитных деформационных волн. Наличие волновой передачи неупругих деформаций в структурно неоднородных средах малого масштаба сегодня не ставится под сомнение. Так, известные экспериментальные работы в области физической мезомеханики наглядно и убедительно показали наличие наряду с диффузионным, волнового механизма распространения пластической деформаций в нагруженных образцах металлов и керамики [Панин и др., 1995; Панин, 1998; Зуев и др., 2008; Зуев, 2018].

Что касается литосферы, как представителя структурно неоднородной среды большого масштаба, то в ней, так же как в лабораторных образцах, реализуется волновой

механизм пространственной передачи деформаций в виде медленных деформационных волн. Целенаправленных инструментальных наблюдений по регистрации этих волн не проводилось в силу ряда трудно преодолимых технических причин, однако косвенные признаки и теоретические разработки говорят в пользу их участия в деформационной динамике литосферы. Из обзорных публикаций, посвященных проблеме медленных деформационных волн в литосфере следует, что существует два основных их типа [Быков, 2005, 2019; Sherman, 2013, 2014; Kuz'min, 2012; Кузьмин, 2020]. Волны первого типа – межразломные, являются основными, имеют большие длины и могут зарождаться в зонах субдукции [Kasahara, 1979], либо генерироваться системой «литосфера-астеносфера» [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985] или иметь другую глобальную природу. Волны второго типа – внутриразломные, порождаются первыми за счет их трансформации при прохождении через крупные внутриконтинентальные зоны разломов, либо генерируются в пределах самих этих зон [Kuz'min, 2012]. Первые из отмеченных внутриразломных деформационных волн ответственны за избирательные тектонические и сейсмические активизации отдельных разломов в крупных разломных зонах. Они способствуют накоплению напряжений на замкнутых сегментах разломов и являются триггерами для их сейсмогенной разрядки [Sherman, 2013, 2014]. Несмотря на более чем полувековую историю изучения проблемы деформационных волн в литосфере многие связанные с ними вопросы остаются открытыми. Не установлен механизм их возникновения, не ясно как межразломные деформационные волны трансформируются во внутриразломные и как последние мигрируют по крупной разломной зоне, имеющей сложную внутреннюю разломно-блоковую структуру, и как они вызывают тектонические и сейсмические активизации отдельных разломов.

Приведенные ниже результаты моделирования, при их адаптации к природным ситуациям, отчасти помогают искать ответы на перечисленные выше вопросы, а также показывают, что способность к пространственной передаче неупругой деформации в виде

дискретного волнового процесса обусловлена особенностью поведения структурно-неоднородных упруговязкопластичных сред под нагрузкой.

4.3.1. Фактический материал.

Исходным фактическим материалом служили фотографии трех экспериментов.

Первый эксперимент был направлен на выявление наличия волнового процесса в формирующейся сдвиговой зоне и изучения, в случае его обнаружения, с одной стороны, влияния внутренней разрывной структуры зоны на пространственную миграцию деформационных волн в её пределах, с другой стороны, влияния волн на динамику смещений по разрывам. Эксперименты этой серии проведены по стандартной схеме (рис. 4.13 А) при следующих граничных условиях: длина, ширина и толщина модели $L_m = 1.5$ м, $M_m = 0.5$ м и $H_m = 0.1$ м соответственно, её вязкость $\eta = 10^6$ Па·с, при скорости деформирования $V = 10^{-5}$ м/с. В пересчете через коэффициенты подобия ($C_l \sim 10^6$; $C_\eta \sim 10^{16}$, $C \sim 10^{11}$) в эксперименте воспроизводилось формирование сдвиговой зоны в блоке литосферы длиной 1500 км, шириной 500 км, вязкостью 10^{22} Па·с, мощностью 100 км, деформированному со скоростями 0.5 мм/год. Развивающийся в модели процесс фотографировался в пределах тестовой площадки скоростной фотокамерой «Basler acA2000-50gm» с дискретностью 1 секунда с последующей компьютерной обработкой полученных фотографий программным комплексом «Strain Master». Расчет полей деформаций на оптических изображениях поверхности модели осуществлялся в пределах прямоугольной области размером 220 x 72.17 мм, показанной на рисунке 4.13.А штрих-пунктирной линией. Для достаточного уровня детализации деформационных полей на каждом оптическом изображении выбранная область покрывалась равномерной сеткой с размером ячейки (подобласти) 3.43 x 3.43 мм (32 x 32 пикселя, размер одного пикселя – 0.107 x 0.107 мм при принятом масштабном изображении). Далее, для каждой пары оптических изображений вычислялась кросскорреляционная функция интенсивности пикселей между парами ячеек одинакового номера (рис. 4.13). Смещение максимума

кросскорреляционной функции \bar{u} позволяет определить направление и амплитуду смещения данной ячейки.

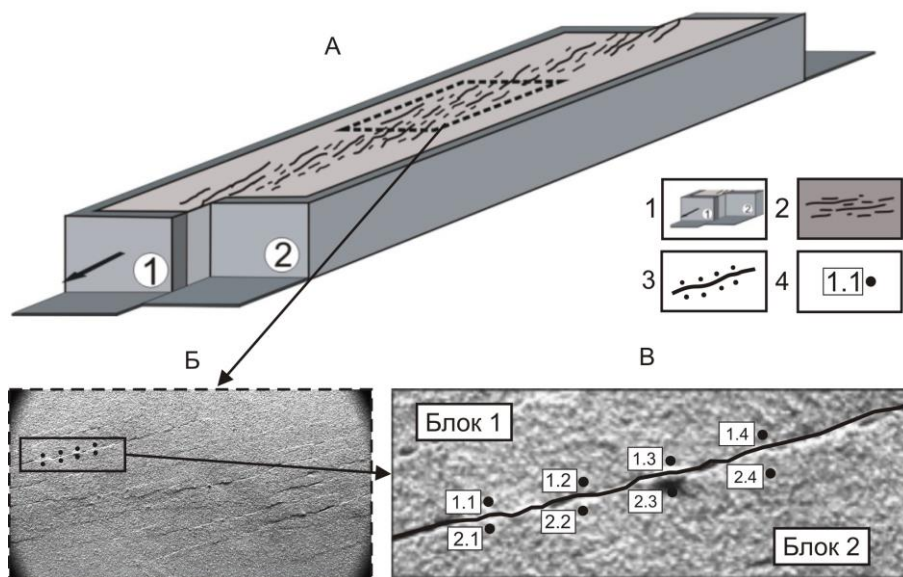


Рис. 4.13. Схема эксперимента (А), оптическое изображение поверхности модели в тестовой площадке в сдвиговой зоне с реперными точками в крыльях активного разрыва (Б) и увеличенный фрагмент модели с этим разрывом (В).

Условные обозначения: 1–активный (1) и пассивный (2) штампы установки; 2–разрывная структура сдвиговой зоны; 3–тестовый разрыв с реперными точками; 4–порядковый номер реперной точки.

Производился расчет деформаций сдвига в пределах всей тестовой площадки (рис. 4.13А,Б) и продольных деформаций в пределах линейных профилей точек в двух смежных блоках, в непосредственной близости от разделяющего их активного разрыва (рис. 4.13В).

Второй и третий эксперименты одинаковы по исполнению, но отличаются по маркировке поверхности моделей. Они были ориентированы на изучение механизма передачи деформаций в нагруженной упруговязкопластичной модели, не имеющей разрывных нарушений. Такая модель имитировала отдельный ненарушенный блок в сдвиговой зоне, вычлененный двумя разрывами. В экспериментах этих двух серий в прямоугольную форму длиной 0.6 м, шириной 0.2 м и высотой 0.05 м, изготовленную из гладкого оргстекла, закладывалась модель вязкостью $\eta = 10^6$ Па·с, которая впоследствии

подвергалась одноосному, тангенциальному сжатию штампом, перемещающимся с постоянной скоростью 0.5 мм/мин (рис. 4.14).

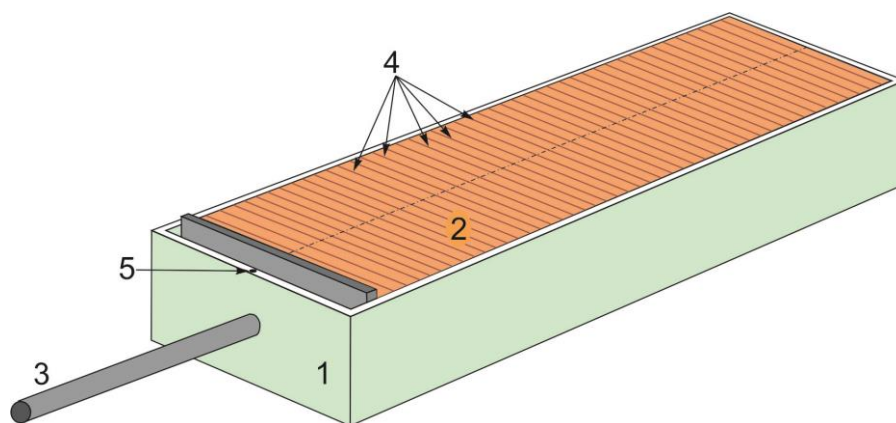


Рис. 4.14. Схема эксперимента. 1–форма; 2–модель; 3–деформирующий штамп; 4–реперные линии; 5–стационарная реперная точка.

Для минимизации трения модельного материала при деформировании о боковые стенки и основание формы они обильно смазывались вазелиновым маслом перед закладкой модели. С учетом использованных коэффициентов подобия линейных размеров, времени и вязкости ($C_l \sim 10^6$; $C_\eta \sim 10^{16}$, $C \sim 10^{11}$) модельная ситуация соответствует блоку литосферы, длиной 60 км, шириной 20 км и мощностью 50 км, деформированному со скоростью 0.5 мм/год.

Для измерения деформаций в ненарушенном блоке в сдвиговой зоне перед началом эксперимента на модель наносилась сеть реперных линий. При обработке фотоматериалов выбиралась некая контрольная неподвижная точка Д и намечались профили для измерений (рис. 4.15). Затем последовательно измерялись расстояния от репера до репера (m) и расстояния от контрольной опорной точки до каждого из реперов.

Во втором эксперименте на поверхность модели до её деформирования наносилась реперная сетка линий, по изменению расстояний между которыми впоследствии рассчитывалась деформация (рис. 4.14). Кроме реперных линий использовались реперные точки для оценки величин и направлений перемещений локальных объемов модельного

материала в процессе деформирования (рис. 4.15). Фотографии этой серии экспериментов обрабатывались в ручном режиме в программе CorelDraw.

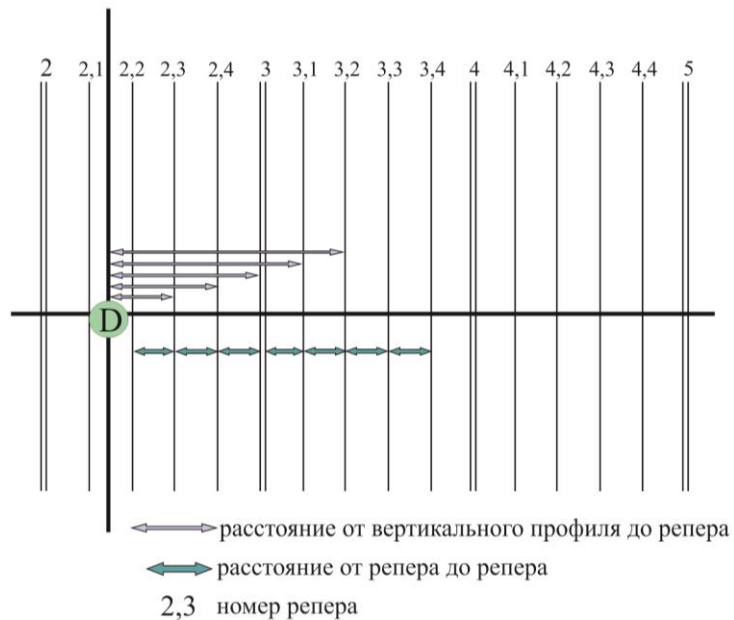


Рисунок 4.15. Схема измеряемых параметров.

В третьем эксперименте на поверхность модели насыпался мелкий песок. Полученные в ходе эксперимента фотографии подвергались компьютерной обработке методом корреляции цифровых изображений (DIC).

4.3.2. Результаты и выводы

4.3.2.1. Динамика деформаций в разрывно-блоковой структуре сдвиговой зоны.

Результаты компьютерной обработки полученных в первом эксперименте фотоматериалов, представленные ниже в графическом виде, последовательно демонстрируют:

-пространственно-временную динамику деформационных волн в сдвиговой зоне, по мере эволюции её внутренней разрывно-блоковой структуры (рис. 4.16);

-реакцию блока на прохождение по нему деформационных волн на примере вариаций модуля продольной деформации во времени для четырех реперных точек (рис. 4.17);

-пространственно-временную рассогласованность деформаций в симметрично расположенных участках двух смежных блоков в пределах пар реперных точек 1.1-2.1, 1.2-

2.2, 1.3-2.3, 1.4-2.4 (рис. 4.13), вызванных прохождением по ним деформационных волн (рис. 4.18).

Результаты обработки полученных с модели фотографий показывают, что деформационный процесс, развивающийся в крупной сдвиговой зоне обусловлен двумя составляющими: общим перемещением её активного крыла под действием приложенной к модели нагрузки и периодическим прохождением по зоне локализованных фронтов деформаций (рис. 4.16А-В). Первая составляющая является главной и вносит основной вклад в накопление деформаций, тогда как вторая является второстепенной и оказывает осложняющее влияние на протекание деформационного процесса. Локализованные фронты деформационных волн заходят в сдвиговую зону со стороны активного штампа. Они свободно проходят через неё транзитом, не меняя свои размеры и форму пока её внутренняя структура представлена мелкими разрывами (рис. 4.16А).

Зарождающиеся впоследствии крупные разрывы, как структурные неоднородности, препятствуют прохождению через них деформационных волн. Вошедшая в сдвиговую зону единая протяженная деформационная волна, встречая на своем пути такие разрывы, разделяется ими на серию частных волновых фрагментов. Концы крупных разрывов разрезают перемещающуюся им навстречу деформационную волну подобно тому, как нос корабля разрезает идущую навстречу морскую волну. Новообразованные фрагменты волн меняют направление движения и перемещаются по простиранию блоков (рис. 4.16Б).

Таким образом, если в первом случае единым волноводом являлась вся сдвиговая зона, то во втором случае роль волноводов выполняют вычленяемые крупными разрывами протяженные узкие блоки [Борняков и др., 2016].

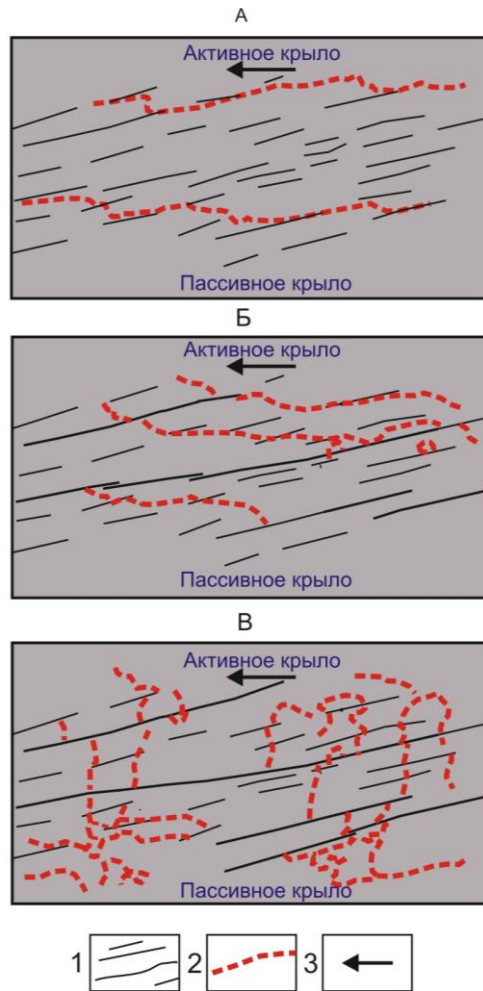


Рис. 4.16. Пространственная миграция деформационных волн в формирующейся сдвиговой зоне.

Условные обозначения: 1–разрывы; 2–локализованный фронт деформации сдвига; 3–направление смещения активного крыла сдвиговой зоны.

По мере приближения межстадийной структурной перестройки, в условиях существенного роста уровня напряжений в сдвиговой зоне, направленная миграция фрагментов деформационных волн по блокам ослабевает и дополняется формированием неподвижных замкнутых округлых и эллипсовидных фронтов локализованной деформации (рис. 4.16В). Последние, вероятно, оконтуривают локальные объемы модельного материала, испытывающие вращение. Схожие волновые эффекты, именуемые трансляционно-ротационными вихрями, изучены при пластической деформации образцов металлов под нагрузкой в критическом состоянии перед их разрушением [Панин и др., 1995; Панин, 1998; Зуев и др., 2008].

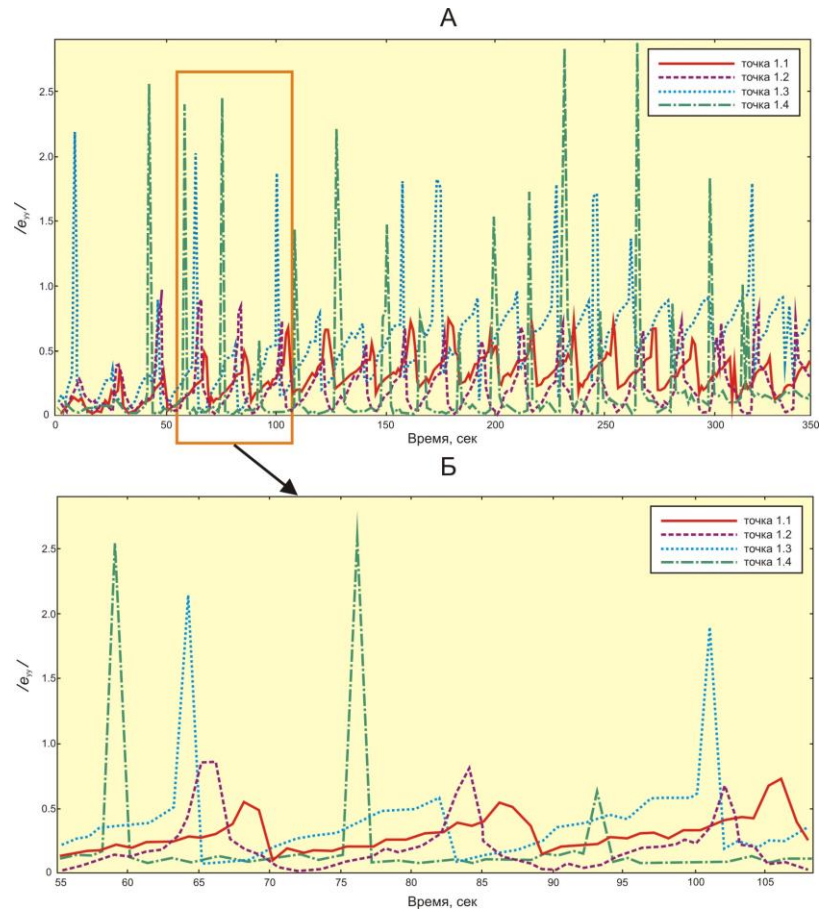


Рис. 4.17. Зависимость модуля продольной деформации от времени для четырех реперных точек за расчетный интервал 350 секунд (А) и её детализация на временном отрезке с 55 по 108 секунду (Б).

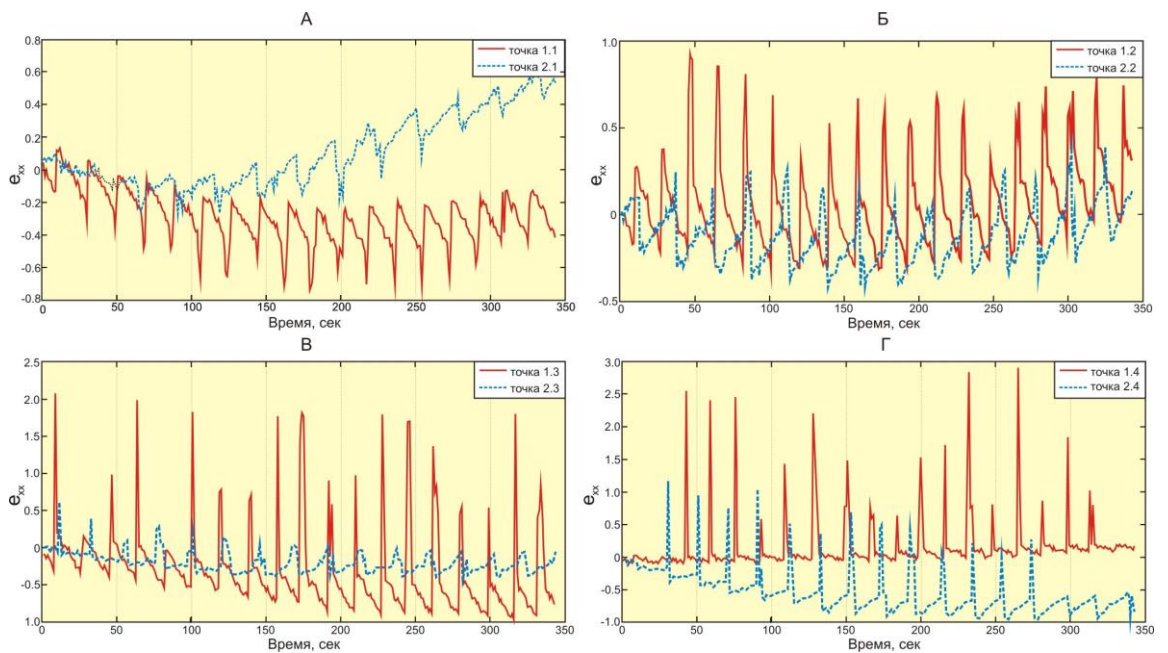


Рис. 4.18. Зависимости продольной деформации от времени в краевых частях смежных блоков для четырех пар точек за 350^{ти} секундный интервал: 1.1 -2.1. (А), 1.2 – 2.2 (Б), 1.3 -2.3 (В), 1.4 – 2.4 (Г).

Расчеты, выполненные для оценки отклика блоков на движение по ним деформационных волн показали, что они с некоторой дискретностью последовательно проходят через реперные точки 1.1, 1.2, 1.3 и 1.4 от последней (№ 1.4) к первой (№ 1.1), инициируя возникновение в каждой из них короткопериодных деформационных аномалий (рис. 4.17А). За выбранный контрольный временной интервал с 55 по 108 секунду зафиксировано прохождение трех деформационных волн с периодичностью 17-18 секунд (рис. 4.17Б). Прохождение деформационной волны через реперную точку сопровождается резким увеличением продольной деформации. Видно, что, несмотря на близкое расположение реперных точек друг от друга, реализующиеся в их пределах деформации отличаются по величине. Это связано с тем, что величина трения на межблоковом разрыве и уровень накопленных напряжений меняются как по его простиранию, так и во времени, что приводит его к сегментации. Степень сдвиговой активности даже у близко расположенных сегментов, а также у одного сегмента, но в разные моменты времени и может отличаться [Борняков и др., 2014; Тарасова, Борняков, 2014]. При этом чем ниже степень подвижности сегмента разрыва, то есть чем выше прочность контакта между блоками в пределах сегмента, тем реже реализуются сдвиговые смещения по нему и тем большую деформационную аномалию создает проходящая деформационная волна в реперной точке в его окрестностях. С этой точки зрения появление высоких значений продольной деформации в реперных точках 1.4 и 1.3 в моменты прохождения по ним первой деформационной волны (59-я и 61-я секунды соответственно) говорит о том, что сегменты разрывов в местах расположения этих точек имели низкую степень подвижности (рис. 4.17). К моментам прихода второй деформационной волны (76-я и 84-я секунды соответственно) степень подвижности на первом сегменте около точки 1.4 осталась на прежнем уровне, тогда как на втором сегменте около точки 1.3 повысилась, на что указывает неизменность величины продольной деформации в первом случае и её снижение во втором (рис. 4.17). По характеру деформационного отклика этих точек на прохождение через них третьей волны можно судить об активизации сдвиговых смещения

на сегменте разрыва у точки 1.4 и наоборот, снижении активности сегмента у точки 1.3 с соответствующими изменениями величин деформаций в этих точках (рис. 4.17). Подвижность сегментов в пределах реперных точек 1.1 и 1.2 в рамках контрольного интервала времени оставалась на одном уровне, что обеспечило увеличение продольных деформаций в них примерно на одну и ту же величину при прохождении через них деформационных волн (рис. 4.17).

Выше отмечено, что вошедшая в сдвиговую зону единая протяженная деформационная волна разделяется крупными разрывами на серию частных волновых фрагментов, перемещающихся по простиранию блоков (рис. 4.16 Б). Сопоставление пространственно-временной динамики продольной деформации в смежных блоках 1 и 2 в пределах четырех пар точек 1.1-1.4, 2.1-2.2, 3.1-3.2 и 4.1-4.2 показывает, что два фрагмента некогда единой волны перемещаются по этим блокам с разной периодичностью и, следовательно, с разной скоростью (рис. 4.18). Временное смещение пиков продольной деформации у смежных точек позволяет констатировать, что скорость движения таких фрагментов в верхнем блоке, расположенном ближе к активному штампу экспериментальной установки (блок 1), всегда выше, чем в нижнем блоке (блок 2) (рис. 4.18). Если для первого из них период прохождения волновых фронтов, как уже отмечалось выше, составляет 17-18 секунд, то для второго он возрастает до 23-24 секунд, что влияет на общее количество за контрольный интервал времени. Так за 350 секунд по первому блоку прошло 19 фрагментов деформационных волн, тогда как во втором блоке их зафиксировано на 2-3 меньше (рис. 4.18).

Отличие в скорости распространения деформационных волн в блоках дополняется разной динамикой вызванных ими деформаций. Из сопоставления графиков зависимости продольной деформации от времени, видно, что в реперных точках блока 1 её реализация всегда происходит по одному сценарию. Она импульсно возрастает в момент прихода деформационной волны в реперную точку, после чего сначала быстро, а затем с замедлением снижается (рис. 4.18, 4.19А). В смежном блоке 2 в большинстве случаев

ситуация зеркально-противоположная. Деформация в нем наоборот относительно медленно увеличивается во времени до прихода деформационной волны после чего резко снижается (рис. 4.19Б). В некоторых случаях в этом блоке реализуются комбинированные сценарии реализации деформаций (рис. 4.18В).

Отличия в короткопериодных вариациях деформаций в смежных блоках дополняются отличиями в их долговременных изменениях. Так в реперных точках 1.1-2.1 и 1.2-2.2 первоначальный тренд на снижение деформаций сменился со временем на их рост (рис. 4.18А,Б). В других реперных точках трендовые деформации либо синхронно снижались (рис. 4.18В), либо изменялись разнонаправлено (рис. 4.18Г).

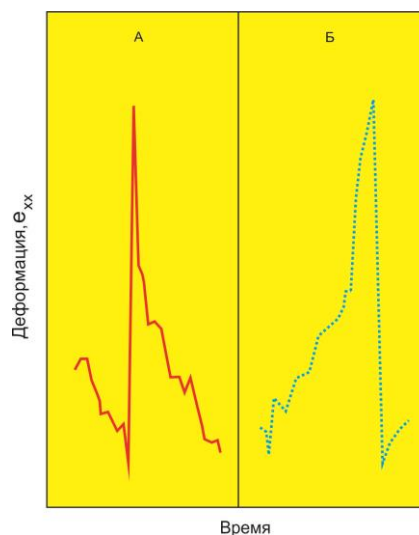


Рис. 4.19. Характерные изменения поперечной деформации в реперных точках блоков 1 (А) и 2 (Б) при прохождении через них деформационных волн.

Приведенные выше результаты моделирования в целом показывают, что деформационный процесс в сдвиговой зоне имеет дискретно-волновой характер. Он обусловлен общим перемещением ее активного крыла под действием приложенной к модели нагрузки и периодическим прохождением по ней локализованных фронтов деформаций. Пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне определяется степенью развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры, уровнем накопленных в ней напряжений. Деформационные волны, зарождающиеся за пределами сдвиговой зоны в виде локализованных фронтов, входят в зону разлома и по

мере движения по ней трансформируются в серию фрагментов, перемещающихся по блокам с разной скоростью. Рассогласованность по времени перемещений фрагментов деформационной волны в смежных блоках порождает сложную динамику разнонаправленных смещений на межблоковом разрыве.

4.3.2.2. Динамика деформаций в ненарушенном блоке в сдвиговой зоне.

На рисунке 4.20 представлен сводный график, отражающий изменение расстояний между реперами по простиранию деформируемого блока с временной дискретностью в 5 минут. Видно, что первоначально одинаковые значения этих расстояний изменяются неравномерно и в пространстве: по простиранию блока, и во времени, то возрастая то убывая.

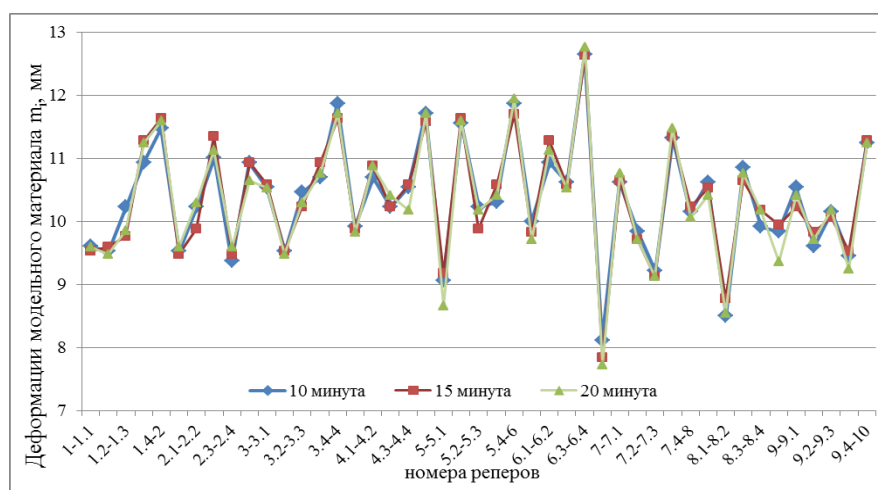


Рис. 4.20. Вариации деформаций модельного материала между реперами m_i по простиранию блока.

Причина этих изменений хорошо просматривается в вариации параметра приращения расстояния между реперами Δm_i (рис. 4.21), показывающих, что при постоянно действующей на модель сжимающей нагрузке модельный материал между реперами по простиранию блока то сжимается (отрицательные значения параметра на графике), то растягивается (положительные значения параметра на графике).

Детали этого деформационного процесса отражает следующая серия графиков, на которых представлены вариации в ходе эксперимента приращений деформаций Δm_i

модельного материала между тремя парами реперов, пространственно удаленных друг от друга в пределах блока (рис. 4.22).

Из устойчивого характера изменения параметра Δm_i , во всех случаях показывающего периодическую смену режимов деформирования в точках наблюдения со сжатия на растяжения с последующей инверсией на сжатие, можно говорить о прохождении по блоку направленных деформационных волн. Аргументом в пользу такого вывода являются данные мониторинга горизонтального смещения контрольных точек на поверхности модели относительно некоторой неподвижной опорной точки (рис. 4.23, 4.24).

Из графика рисунка 4.23 видно, что расстояние между опорной и контрольными точками увеличивается со временем, но скорость этого увеличения варьирует, что отражается в углах наклона фрагментов кривых на отдельных временных интервалах.

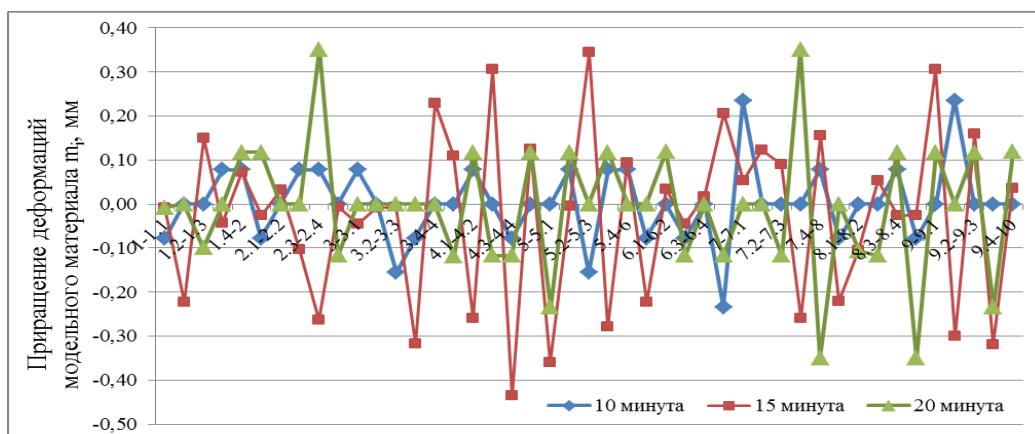


Рис. 4.21. Вариации приращений деформаций модельного материала между реперами Δm_i по простирацию блока.

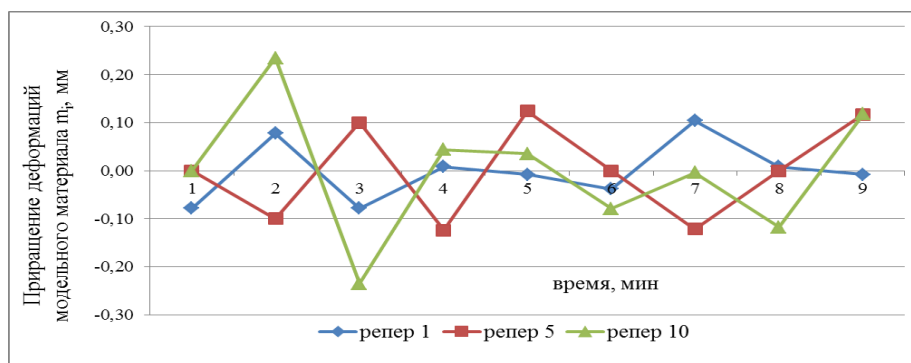


Рис. 4.22. Вариации приращений деформаций модельного материала Δm_i на трех разных реперах во времени.

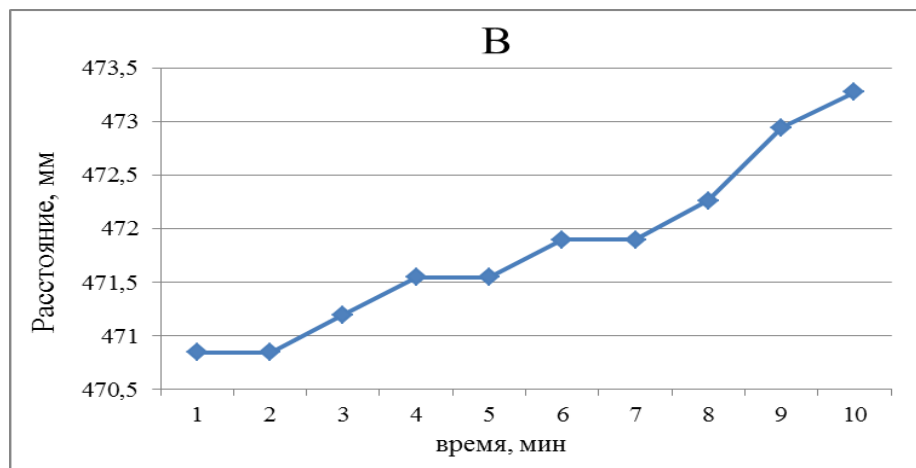
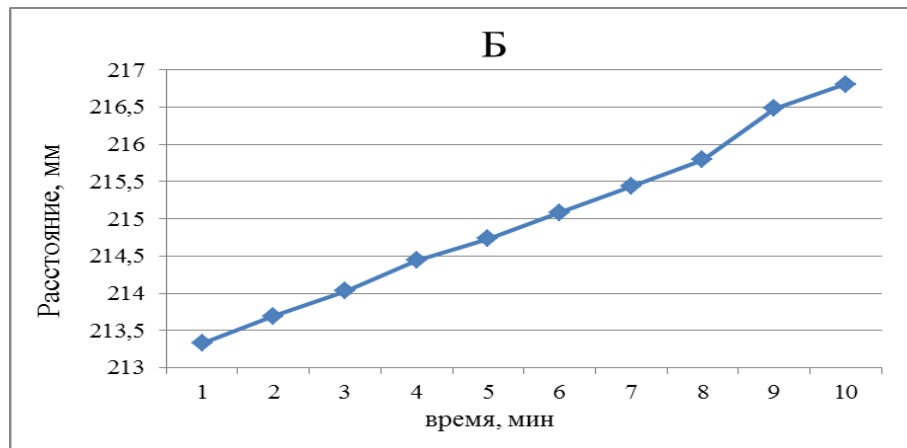
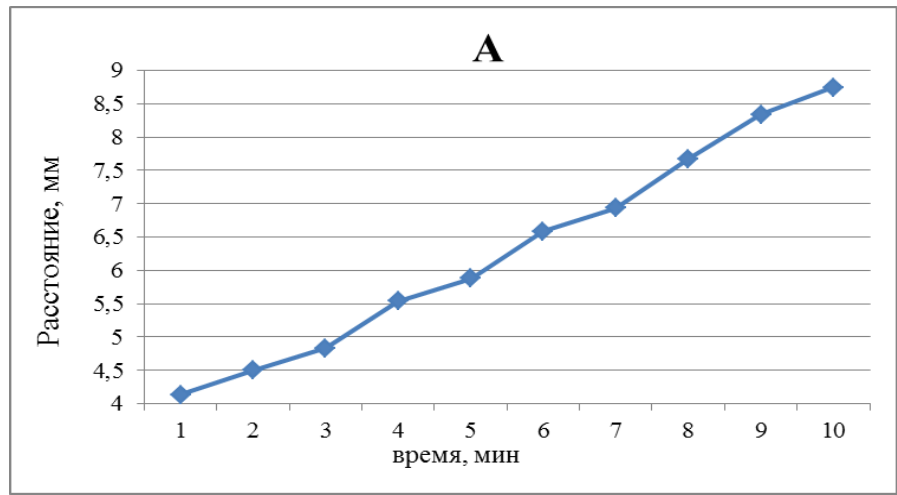


Рис. 4.23. Изменение во времени расстояния от неподвижной опорной точки до трех контрольных точек на модели (А-репер 1, Б-репер 5, В-репер 10).

Динамика изменения этих расстояний, выраженная в их приращениях за единичный интервал времени отчетливо проявляет волновые свойства, что позволяет говорить о наличии в деформационном процессе волновой составляющей (рис. 4.24).

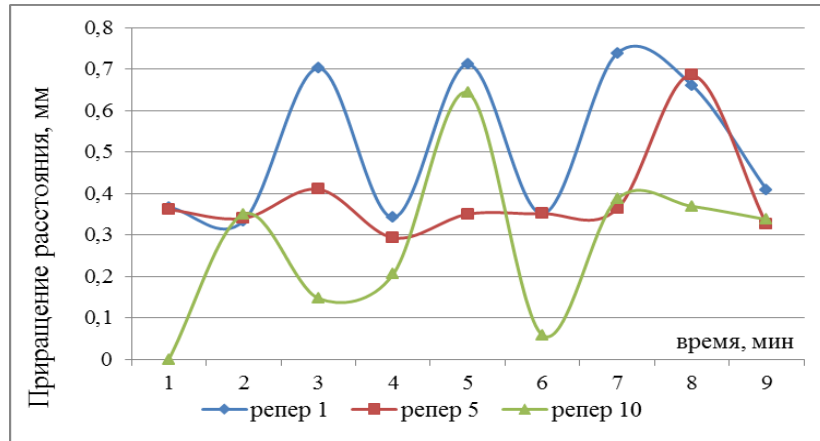


Рис. 4.24. Приращение во времени расстояния от неподвижной опорной точки до трех контрольных точек на модели (репер 1, 5, 10).

Более отчетливо аналогичный характер деформаций прослеживается на количественном уровне по результатам обработки оптических изображений поверхности модели методом DIC. Перед обработкой каждого изображения с помощью специализированных фильтров проводилась нормализация интенсивности пикселей по всей площади изображения для минимизации эффекта неравномерности освещения объекта съемки. Обработка изображений проводилась по дифференциальному сценарию (находилось поле смещения между каждыми двумя соседними кадрами). Все изображения калибровались по имеющейся в кадре масштабной линейке. Для нивелирования влияния дисторсии объектива выбиралась расчетная область прямоугольной формы, включающая центральную часть кадра (рис. 4.25).

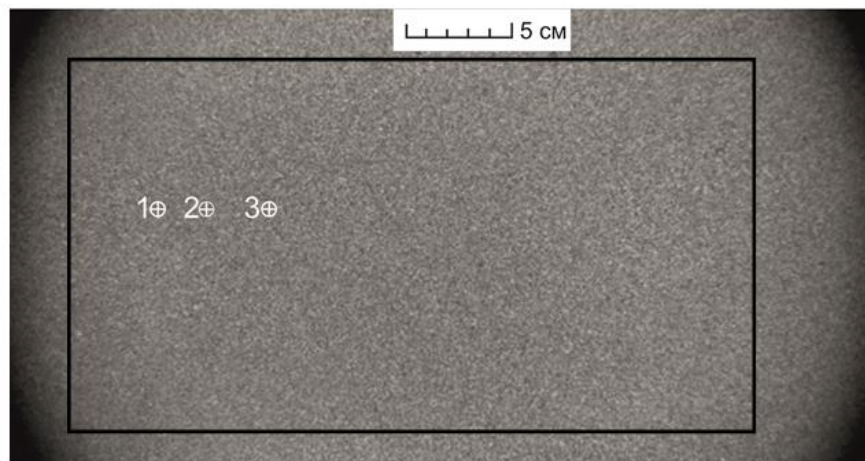


Рис. 4.25. Расчетная область на кадрах с контрольными точками 1,2 и 3.

Для выявления особенностей развития деформационного процесса модельного образца были выбраны пять точек, расположенных на одной линии с шагом 26.7 мм (рис. 4.26).

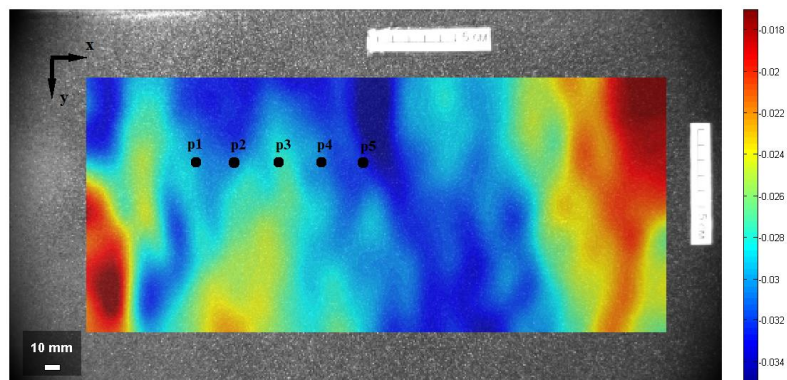


Рис. 4.26. Расположение 5 контрольных точек на расчетной области.

На рисунке 4.27. представлены зависимости горизонтальных и вертикальных деформаций от времени в выбранных точках. Горизонтальные сжимающие деформации линейно растут с течением времени, при этом максимальная деформация наблюдается в точке №5, а минимальная – в точке №3.

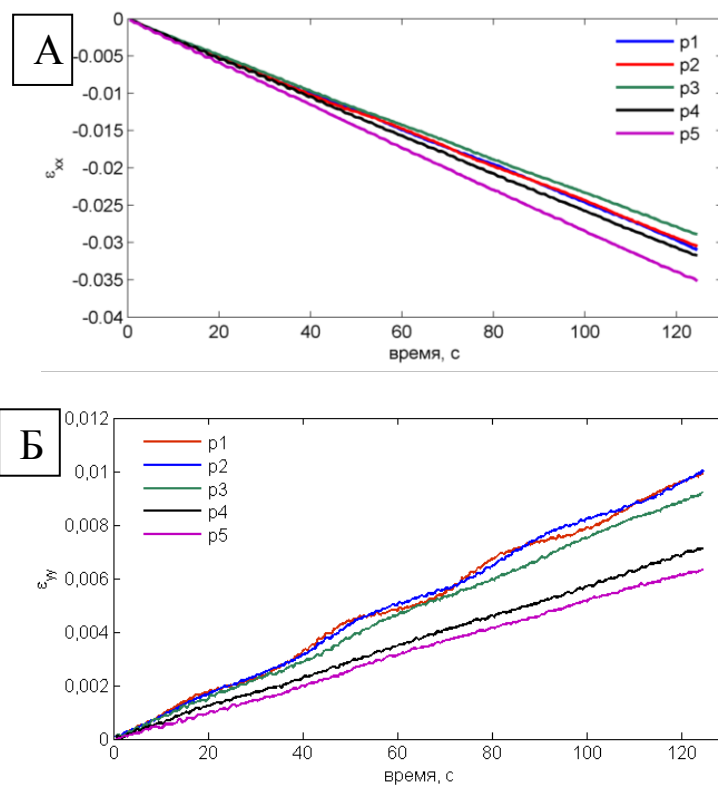


Рис. 4.27. Зависимости горизонтальной (А) и вертикальной (Б) компонент тензора деформации от времени в пяти выбранных точках.

Вертикальные компоненты тензора деформации во всех точках имеют положительное значение (растягивающая деформация), при этом максимальные значения наблюдаются в точках расположенных ближе к левой границе модели. Для точек № 1 и № 2 зависимости вертикальной деформации от времени имеют явно выраженную периодическую компоненту. Далее были вычислены относительные горизонтальные и вертикальные деформации между парами точек, которые определялись по уравнению (4.1):

$$\Delta\varepsilon_{xx}^{kg} = \varepsilon_{xx}^k - \varepsilon_{xx}^g, \Delta\varepsilon_{yy}^{kg} = \varepsilon_{yy}^k - \varepsilon_{yy}^g, \quad (4.1)$$

где k и g – номера выбранной пары точек. Зависимости относительных деформаций от времени представлены на рис. 4.28. Для обоих компонент наблюдается волнообразный характер изменения от времени с характерным периодом 33.5 секунды, что указывает на волновой механизм передачи неупругих деформаций в модели, не имеющей разрывных нарушений.

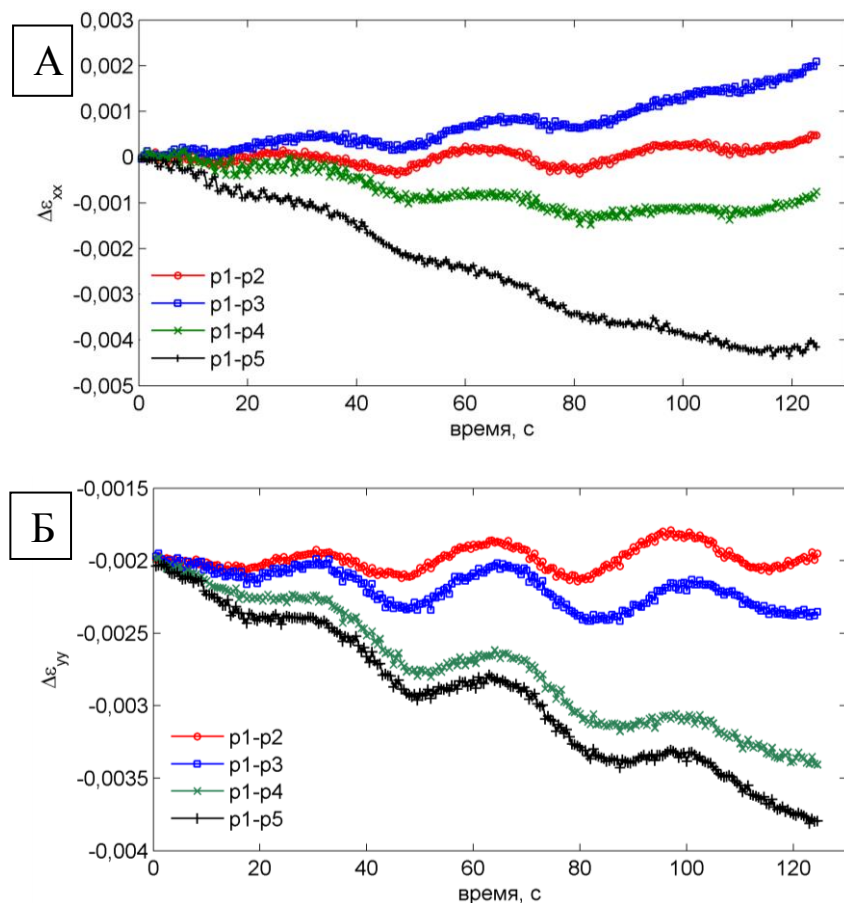


Рис. 4.28. Зависимости относительных горизонтальных (А) и вертикальных (Б) деформаций от времени.

Для восстановления полей перемещения и деформации использовались следующие параметры алгоритма корреляции цифровых изображений: режим корреляционного анализа–многопроходный с размером подобласти, варьируемым от 25.59 x 25.59 мм до 3.2 x 3.2 мм, размер шага–75% от размеров подобласти, корреляционная функция – нормированная, второго порядка.

На рисунке 4.29 представлены интегральные распределения продольной (вертикальной) и поперечной (горизонтальной) компонент вектора перемещений для последнего кадра.

Из полученных распределений можно сделать следующие заключения. Модель подвергается горизонтальному сжатию справа при неподвижной левой грани модели. Максимальное горизонтальное смещение в расчетной области не превышает 1.3 мм. Необходимо отметить, что в процессе деформирования модельного материала не наблюдается формирования явно выраженных зон локализованной деформации. Для выявления особенностей деформирования модельного образца был проведен анализ смещений в выделенных точках материала (см. рис. 4.25).

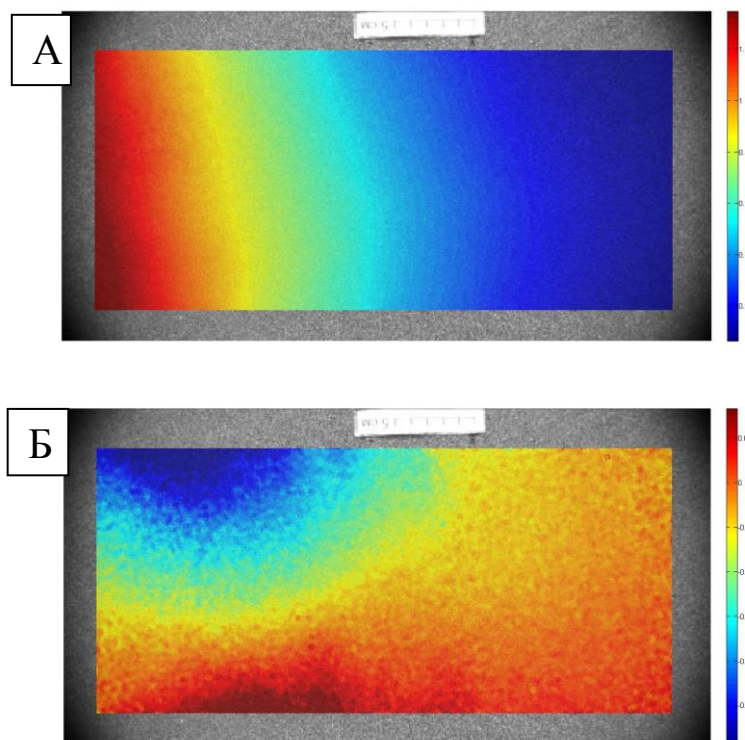


Рис. 4.29. Интегральные распределения поперечной (а) и продольной (б) компонент вектора перемещений для последнего кадра в мм.

Были выбраны три точки, расположенные на одной линии со стороны активного штампа. Нумерация точек слева направо. Расстояние между точками #1 и #2 – 25.7 мм, между точками #2 и #3 – 29.6 мм. На графике интегрального смещения (рис. 4.30) в выбранных точках от времени видно, что первая точка смещается более интенсивно (ввиду более близкого расположения к активному штампу), тогда как точки #2 и #3 смещаются подобно.

Далее следуя дифференциальному сценарию строилось относительное перемещение каждой из пар точек (рис. 4.31), которое можно найти как (4.2)

$$dl_i^{kg} = u_i^k - u_i^g, \quad (4.2)$$

где u_i^k – амплитуда перемещения точки с номером k в i ом кадре относительно $i - 1$ кадра, dl_i^{kg} – относительное перемещение между точками k и g .

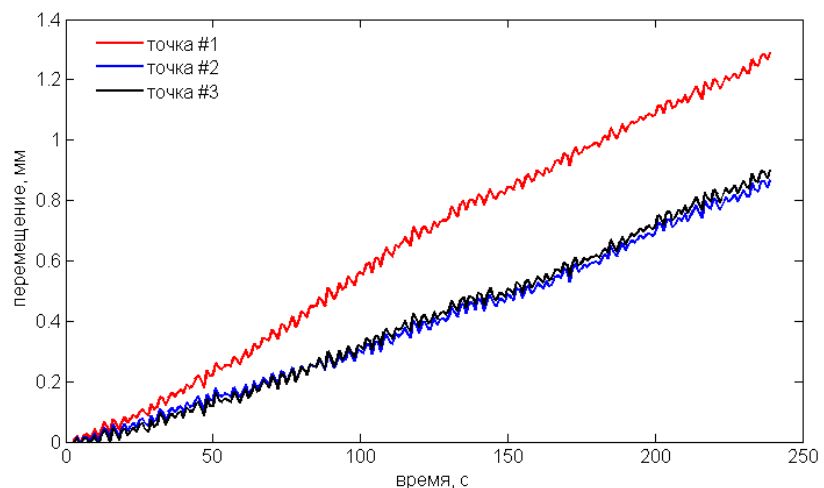


Рис. 4.30. Интегральное смещение выбранных точек в процессе деформирования.

Из рисунка видно, что относительные перемещения не являются монотонными функциями от времени и содержат шумовую составляющую. Построенные зависимости были сглажены во временном окне размером 25 с (рис. 4.31, 4.32). Процедура сглаживания позволяет выявить локальные максимумы на обеих зависимостях, отражающих неравномерность смещения точек относительно друг друга (рис. 4.33). Если по оси ординат отложить время появления локального максимума, а по оси абсцисс – его номер, то увидим, что для обеих пар точек полученные графики являются линейными

(рис. 4.34). Линейность построенных графиков указывает на то, что относительное смещение пар точек имеет «квазипериодическую» составляющую, указывающую на периодическую интенсификацию процесса деформирования модельного материала.

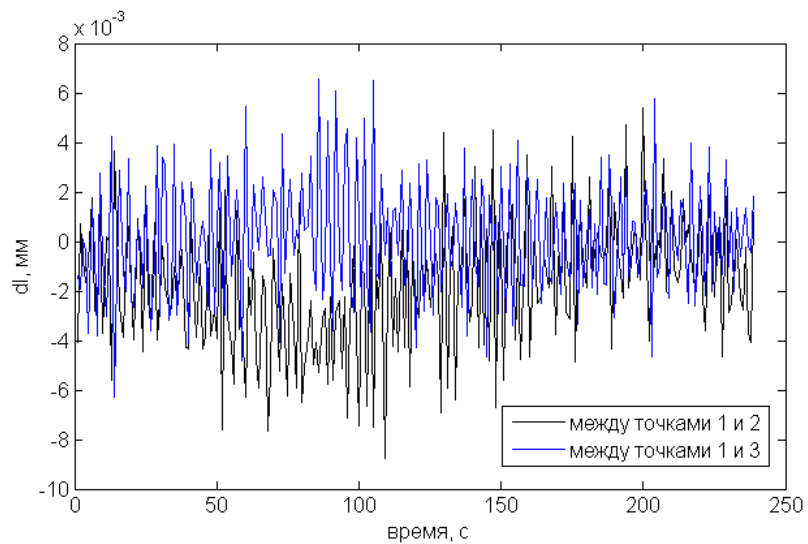


Рис. 4.31. Относительное перемещение каждой из пар точек.

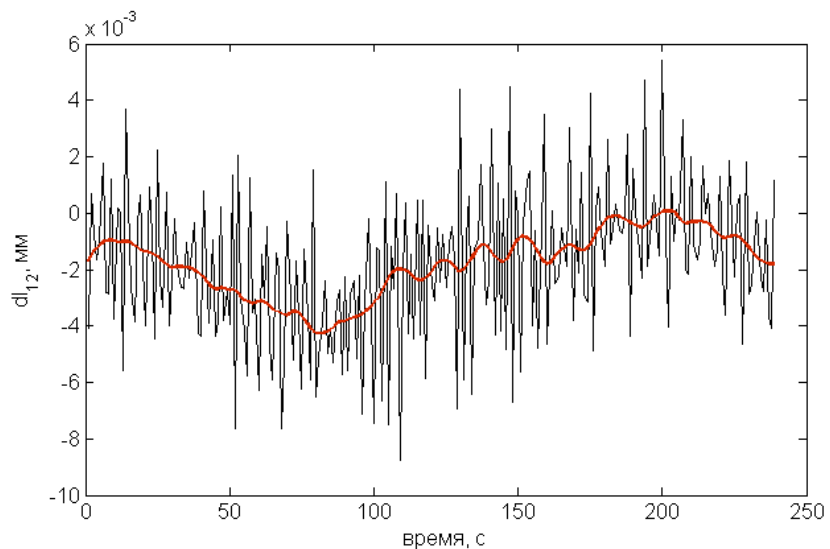


Рис. 4.32. Пример исходной и сглаженной зависимостей относительного перемещения между точками #1 и #2 от времени.

Оценка расстояния между локальными максимумами позволяет вычислить величину периода (рис. 4.35), которая для пары 1-2 составляет 15 секунд, для пары 2-3 – 15.14 секунд.

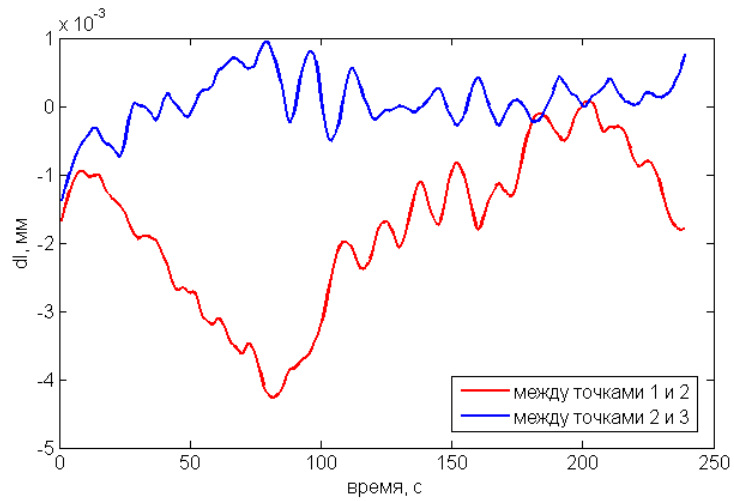


Рис. 4.33. Сглаженные зависимости относительного перемещения каждой из пар точек.

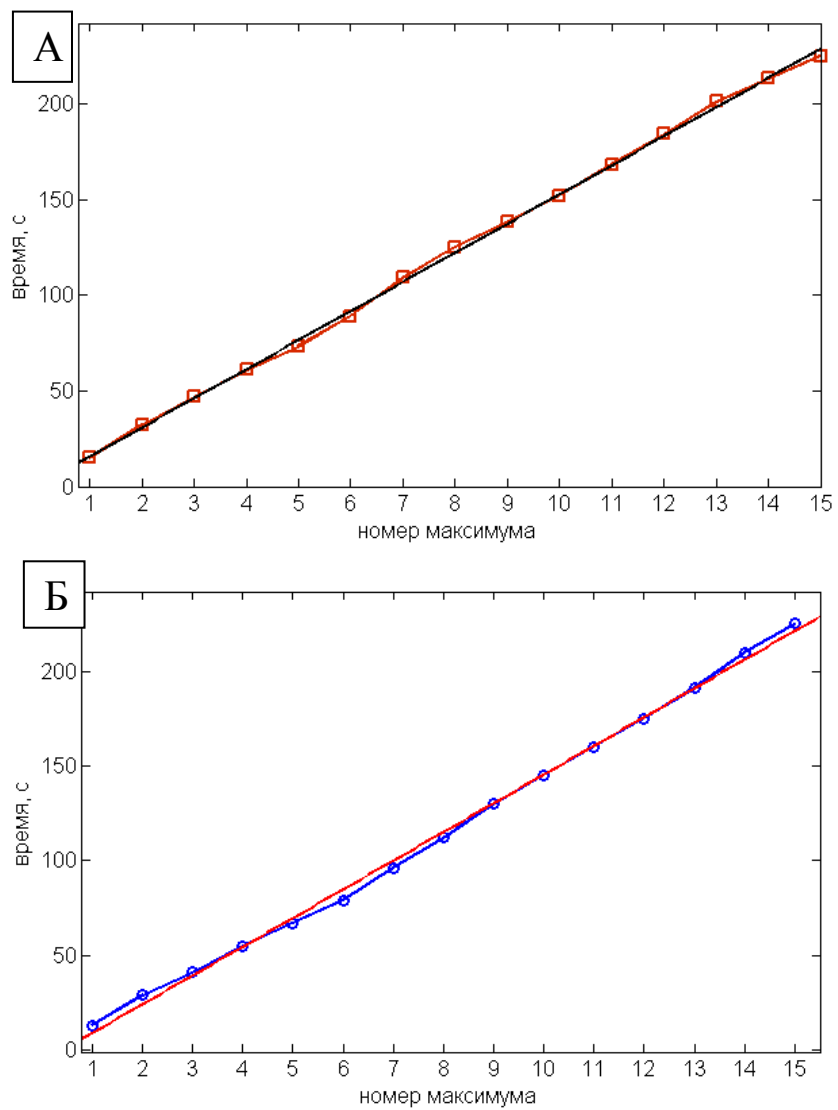


Рис. 4.34. График временного следования локальных максимумов зависимости относительного перемещения между точками #1 и #2 (А), #2 и #3 (Б).

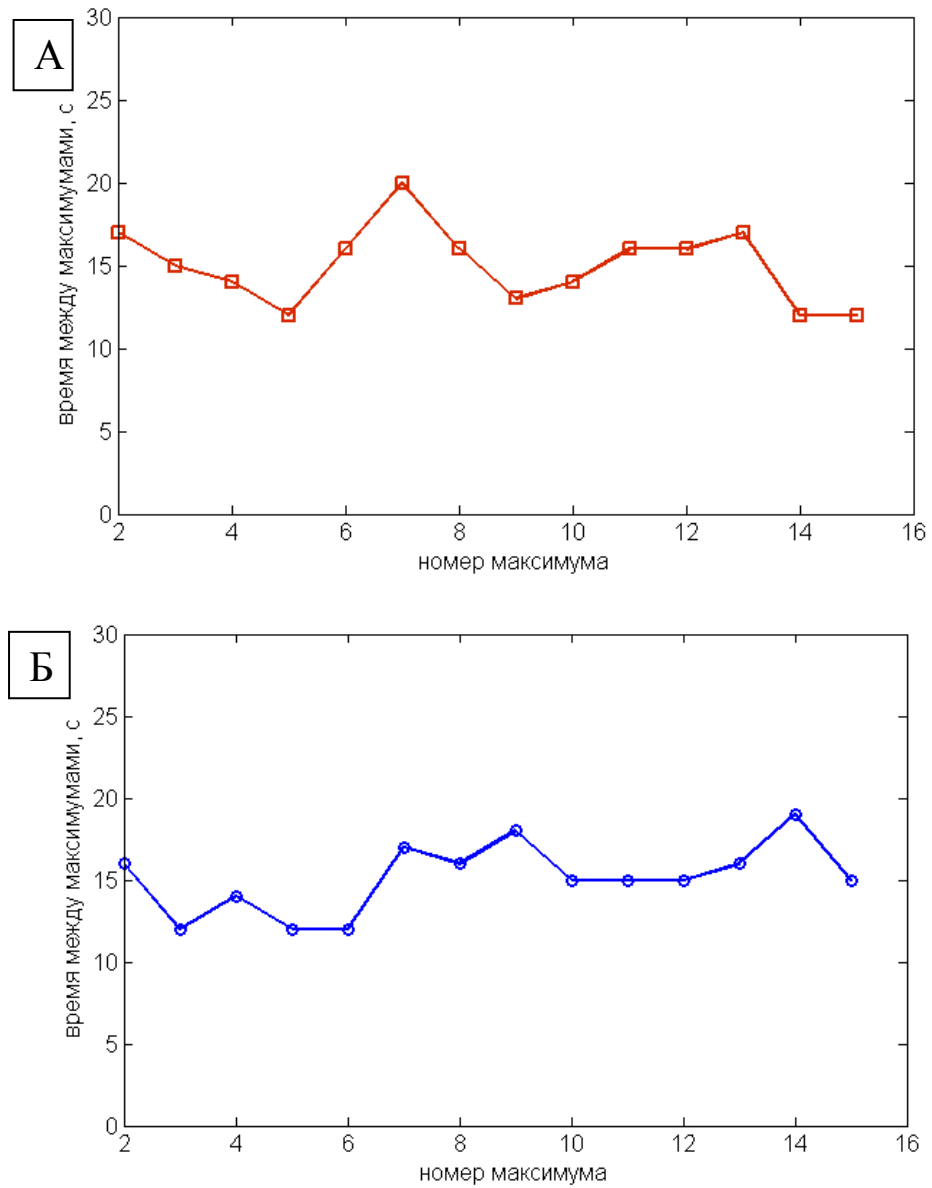


Рис. 4.35. Время между локальными максимумами относительного перемещения между точками #1 и #2 (А), #2 и #3 (Б).

Если мы посмотрим взаимное расположение локальных максимумов для каждой из пар точек (рис. 4.36), то увидим, что они смещены по времени относительно друг друга. Этот факт указывает на то, что интенсификация процесса деформирования модельного материала наблюдается не одновременно в двух соседних пространственных областях (области между точками #1 и #2 и области между точками #2 и #3).

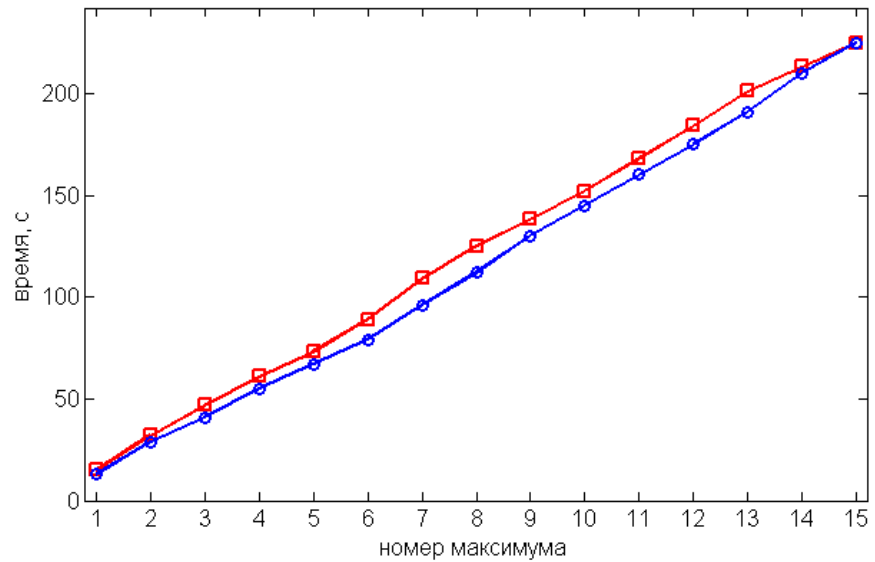


Рис. 4.36. Графики временного следования локальных максимумов зависимостей относительного перемещения между точками #1 и #2 (красная линия), #2 и #3 (синяя линия).

В результате проведенной обработки оптических изображений модельного материала установлено, что на фоне монотонного деформирования объекта съемки обнаружена квазипериодическая активизация (интенсификация) процесса деформирования со средним периодом 15 секунд.

ГЛАВА 5. СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СДВИГОВЫХ ЗОН С РЕЗУЛЬТАТАМИ ИССЛЕДОВАНИЙ ИХ ПРИРОДНЫХ АНАЛОГОВ

Сопоставление полученных результатов физического моделирования сдвиговых зон с результатами исследований их природных аналогов весьма проблематично, из-за почти полного отсутствия исследований по короткопериодной деформационной динамике активных разломов. Как было отмечено во вводной главе, цель настоящей диссертационной работы состояла в экспериментальном исследовании деформационной динамики крупных сдвиговых зон и условий и механизма активизации составляющих их внутреннюю структуру систем разрывов. С этих двух позиций рассмотрим полученные экспериментальные результаты и сравним их с имеющимися результатами исследований активизации разломов в природных сдвиговых зонах.

С разломообразованием связан широкий круг геолого-геофизических процессов, в том числе и сейсмических. В настоящее время большинство исследователей, занимающихся проблемой тектонических коровых землетрясений, часть из них связывают с сейсмогенной активизацией отдельных разломов в крупных разломных зонах, находившихся до неё по разным причинам в состоянии тектонического покоя. Пространственно-временные закономерности активизации разломов в крупных разломных зонах, с точки зрения их сегментации, по натурным наблюдениям ранее не изучались из-за большой длительности их структурного развития, составляющей для протяженного разлома сотни тысяч - первые миллионы лет. Если экспериментатор в состоянии проследить весь процесс формирования ДЗЛ в модели за первые десятки минут, что в соответствии с условиями подобия эквивалентно первым десяткам миллионов лет природного процесса, то полевой исследователь лишен такой возможности. Наблюдаемая им даже в течении ряда лет разломная структура на локальном разрезе предстает как статическая, не меняющаяся во времени. Показателем сегментной активизации разломов в ДЗЛ может служить их современная сейсмичность.

Существуют алгоритмы, устанавливающие связь длины активизированного сегмента разлома с магнитудой землетрясения [Wells, Coppersmith, 1994, Лунина 2001].

5.1. Примеры сегментной структуры разрывов в сдвиговой зоне

Есть несколько примеров, подтверждающих наличие сегментации протяженных разломов в сдвиговой зоне.

Разлом Сан-Андреас и южная Калифорния, США

Первым и наиболее изученным примером можно привести опубликованные в специальном отчете результаты, посвященные детальному структурному изучению разлома Сан-Андреас, который находится на заключительной стадии развития и стал своеобразным эталоном континентальных деструктивных зон сдвига [Kouhler, 2005].

Разлом Сан-Андреас является крупной сдвиговой системой с правосторонним смещением. Он входит в состав Циркум-Тихоокеанской сдвиговой зоны и связан с трансформными разломами в северо-западной части Тихого океана. Разлом простирается от мыса Мендосино на севере и до Калифорнийского залива на юге, переходя в зону спрединга между плитами Кокос и Тихоокеанской. Его общая длина около 1 300 км [Куриленко, Олейник, 2015]. В зоне разлома Сан-Андреас неоднократно регистрировались землетрясения с горизонтальными смещениями до 5-6 м; скорость горизонтальных смещений, инструментально определяемых с 1970 г., колеблется от 20 до 35 мм/год.

Разлом делится на три сегмента (северный, центральный и южный), каждый из которых имеет разные характеристики и разную степень риска землетрясений.

Рабочая группа по вероятности землетрясений в Калифорнии (WGCEP, 2003) признает возможность того, что разлом в северной части Сан - Андреаса может состоять из четырех отдельных сегментов разрыва: горы Санта-Круз, зоны полуострова, северной части зоны северного побережья и южной части зоны северного побережья - которые могут иметь различную историю разрывообразования, отличающуюся от крупных событий 1906 года, в том числе разные скорости современных движений по разным сегментам [Кожурин, 1982].

На рисунке 5.1 отражена современная сегментированная структура этого разлома на одном из его участков, именуемом «section Gualala river». Разным типом линий показана разная степень активности сегментов.

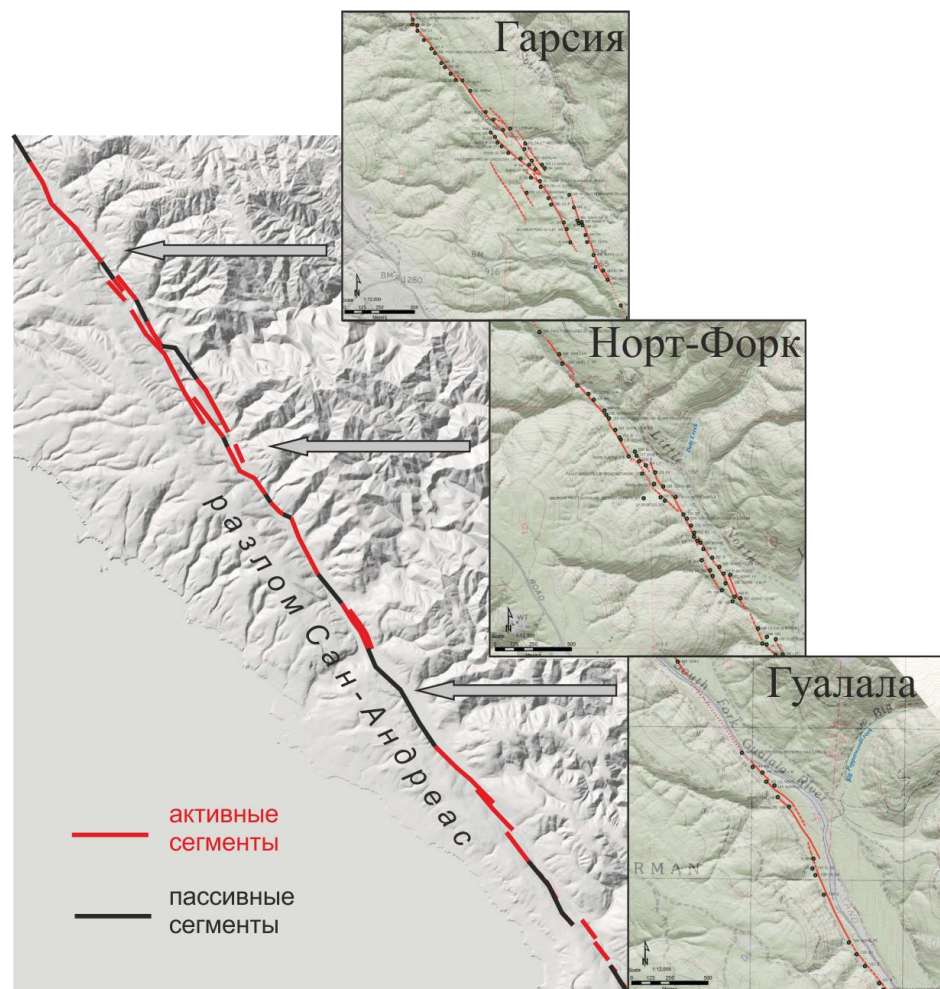


Рис. 5.1. Активные сегменты фрагментов (Гарсия, Норт-Форк, Гуалала) разлома Сан-Андреас [Koehler, 2005].

Также для юга Калифорнии была построена реконструкция плоскостей активных разломов [Kamer et al., 2020], основанная на трехмерном пространственном распределении сейсмичности. Авторы использовали 3360 афтершоков землетрясения Ландерс 1992 года. На начальном этапе дробления получается в общей сложности 394 протокластера, которые многократно объединяются с использованием двух разных критериев (локального и глобального). Полученные в результате сети разломов представлены на рисунке 5.2. Локальный критерий обеспечивает очень подробную структуру, которая согласуется с крупномасштабными функциями в глобальной.

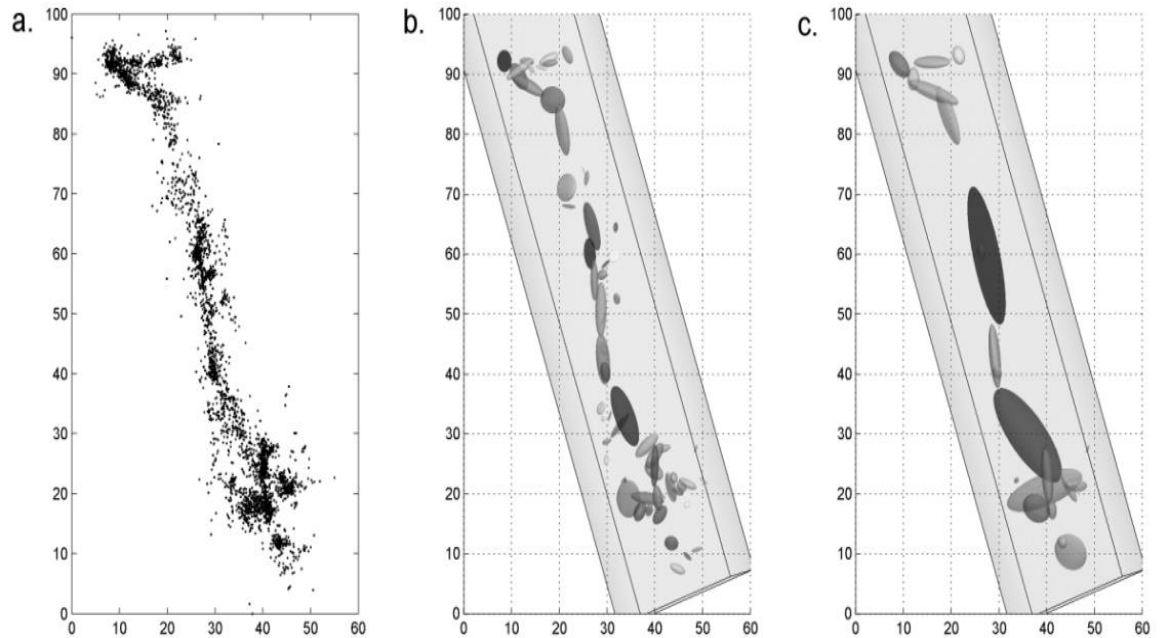


Рис. 5.2. Реконструкция плоскостей активных разломов на Юге Калифорнии, США [Kamer et al., 2020].

а–карта распределения подземных толчков 1992 года. Сети разломов, полученные в результате этих событий с использованием критерия локального (b) и глобального (c) слияния, каждый из которых приводит к 70 и 22 кластерам соответственно.

Разлом Марлборо, Новая Зеландия

Ещё одним примером сегментации разломов является зоны разломов Марлборо (ЗРМ), в частности участок разлома Хоуп–это система правосторонних разломов длиной 230 км на юго-западном краю зоны разломов Марлборо (рис. 5.3), которая может быть прослежена от альпийской разлома до северо-восточного побережья Южного острова около Кайкуры [Robert Langridge, 2003].

ЗРМ состоит из четырех основных сдвиговых разломов с дополнительными косыми разломами (например, разлом Kekerengu), имеющими место на северо-восточном конце. Эти четыре разлома объясняют значительную долю движения на границах плиты в их местонахождении, где происходит почти полное закрытие между субдуцирующей (Тихоокеанской) и перекрывающей (австралийской) плитами.

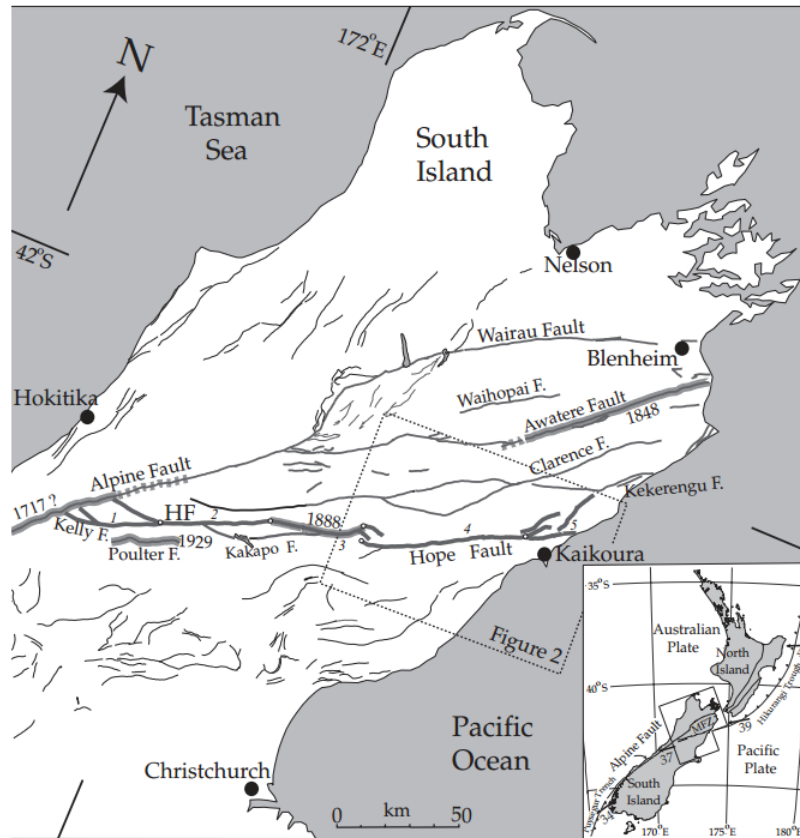


Рис. 5.3. Расположение разлома Хоуп в зоне разлома Мальборо (ЗРМ) (жирные линии), Северный Южный остров. Система разломов Хоуп показана наиболее четкой линией, а участки разломов пронумерованы курсивом (1-разлом Келли; 2-участок Хурунуи; 3 - участок Ривер Хоуп; 4 - сегмент Конвей и 5-сегмент в сторону моря), их границы обозначены открытыми кругами [Robert Langridge, 2003].

Разломы с северо-запада на юго-восток: Вайрау, Оувете, Кларенса и Хоуп. Разломы обычно имеют более высокие скорости скольжения по мере продвижения на юго-восток по ЗРМ. Восточнее разлома Хоуп (сегмент Конвей) имеет самый высокий коэффициент скольжения в голоцене и скорость скольжения для разломов в ЗРМ. Тем не менее, сегмент Конвей имеет скромный уровень сейсмичности и отсутствуют записи о разрушающих поверхность землетрясениях в течение короткого исторического периода Новой Зеландии. Действительно, в рамках ЗРМ с 1840 года только восточная часть разлома Оувете (1848) и центральная часть разлома Хоуп (сегмент Ривер Хоуп - 1888) раскололись косейсмически. Кроме того, доисторическая (по палеоземлетрясениям) запись Конвейского сегмента разлома Хоуп в настоящее время недостаточно изучена [Robert Langridge, 2003].

Северо-Анатолийский разлом, Турция

Зона Северо-Анатолийского разлома (NAVZ) находится в районе Мраморного моря на северо-западе Турции, и разделяет Евразийскую и Анатолийскую тектонические плиты [Allen, 1969; Трифонов, 2012]. Протяженность разлома составляет порядка 800 (1000) км. Известно, что Северо-Анатолийский разлом—крупный правосторонний сдвиг. С начала плиоцена смещения по нему составили 25—40 км.

Используя современные геодезические измерения, наземные и с помощью космической техники, определили скорость смещения северного крыла относительно южного к западу: примерно 24 мм в год [Никонов, 1999; Polonia, 2004].

Прибрежный разлом Мраморного моря (рис. 5.4), где крупное землетрясение случилось уже довольно давно, обозначен красной линией. Черные линии по обеим сторонам - два последних крупных разрыва в регионе: Ганос 1912 года и Измитского землетрясения 1999 года. На сегменте Мраморного моря не было сильных землетрясений с 1766 года, хотя, как известно по историческим записям, таковые случаются каждые ~250 лет. Желтыми звездами отмечены повторяющиеся землетрясения, обнаруженные в недавно опубликованном исследовании, указывающие на сползание разлома (зеленый прямоугольник), в то время как участок разлома у берегов Стамбула (синий прямоугольник) пассивен.

Скорость сдвига по Северо-Анатолийскому разлому, рассчитанную исходя из движения Евразийской и Анатолийской плит относительно друг друга, составляет примерно 24 мм в год [Bohnhoff et al., 2017].

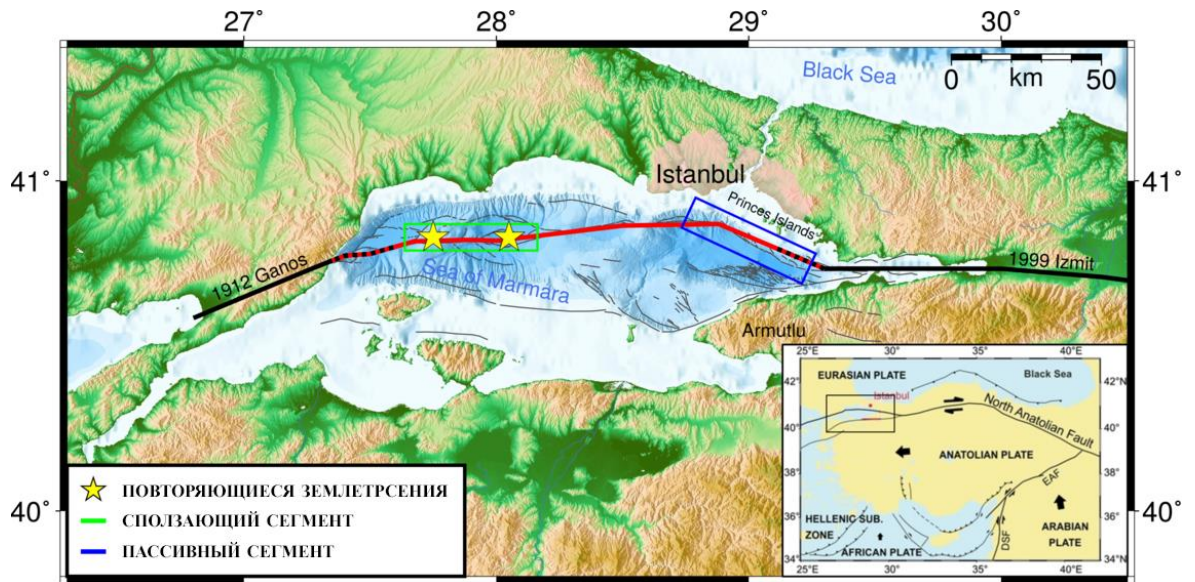


Рис. 5.4. Регион Мраморного моря на северо-западе Турции с зоной Северо-Анатолийского разлома (НАФЗ), отделяющей Евразию от Анатолии.

Внизу справа: карта Анатолийского региона с основными тектоническими особенностями, обрамляющими Северо-Анатолийский разлом. Жирные черные стрелки указывают направление движения плиты относительно устойчивой Евразии [Bohnhoff et al., 2017].

5.2. Примеры возвратно-поступательной динамики смещений по разрывам в сдвиговой зоне

Медвежья пещера, Польша

Если говорить о натурном подтверждении факта знакопеременных смещений на разломе, то можно привести пример исследования деформаций в Медвежьей пещере, близ Клетно, Польша. Пещера находится в зоне влияния разлома Судет [Makolski, 2008].

Здесь с 1984 года проводился мониторинг деформаций с использованием высокоточного трещиномера ТМ71, разработанного Б. КоТаком и изготовленного в Чехии (г. ГЕСТРА, г. Седлонов). Этот трехкомпонентный измерительный прибор основан на преобразовании перемещений в изображение за счет механооптической дифракционной интерференции (эффект муара). Результирующими измеряемыми величинами являются значения и направления перемещений между соседними блоками (в мм) и значения

годовых скоростей (в мм/год), полученные за выбранные интервалы времени. Результаты, полученные в трехмерной форме, используются для определения отклонений смещения.

Относительные перемещения внутри пещеры по противоположным сторонам разлома, на котором образовался Дворцовый зал, были зафиксированы с помощью двух трещиномеров ТМ-71, в Водном коридоре и Каскадной аллее. Локализация ТМ-71 представлена на рисунке 5.5. (датчики № 63 и 64) вместе с ориентациями их локальных систем координат x, y, z относительно двух приборов.

Пары датчиков (рис. 5.5.) закреплялись на противоположные борта разлома для обнаружения трехмерных микроперемещений блоков горных пород. На рисунках 5.6. можно пронаблюдать деформации на отдельных участках смежных блоков по датчикам 63-64.

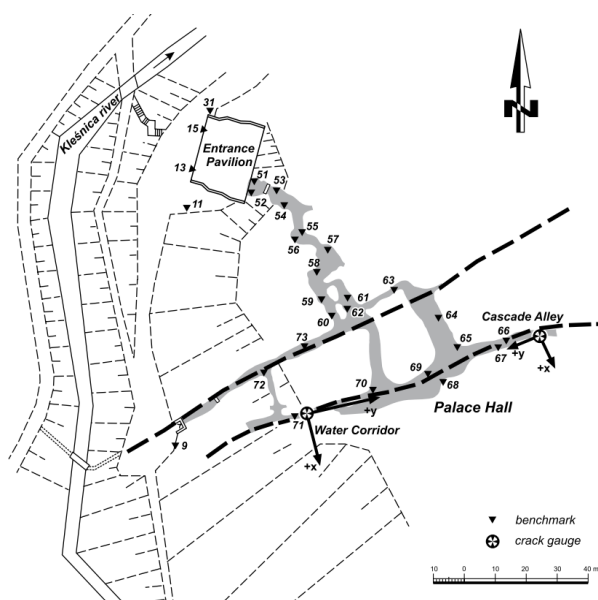


Рис. 5.5. Размещение реперов и трещиномеров ТМ-71 в Медвежьей пещере [Makolski, 2008].

Деформации в противоположных бортах разлома чаще всего отличается по абсолютным значениям, и в редких ситуациях по знаку, также зафиксированы абсолютные годовые изменения до 1 мм.

Результаты месячных наблюдений представлены на рис. 5.7. Максимальная амплитуда изменений в течение нескольких месяцев достигала 0,4 мм, регистрируясь в y , то есть в координате, представляющей горизонтальные смещения.

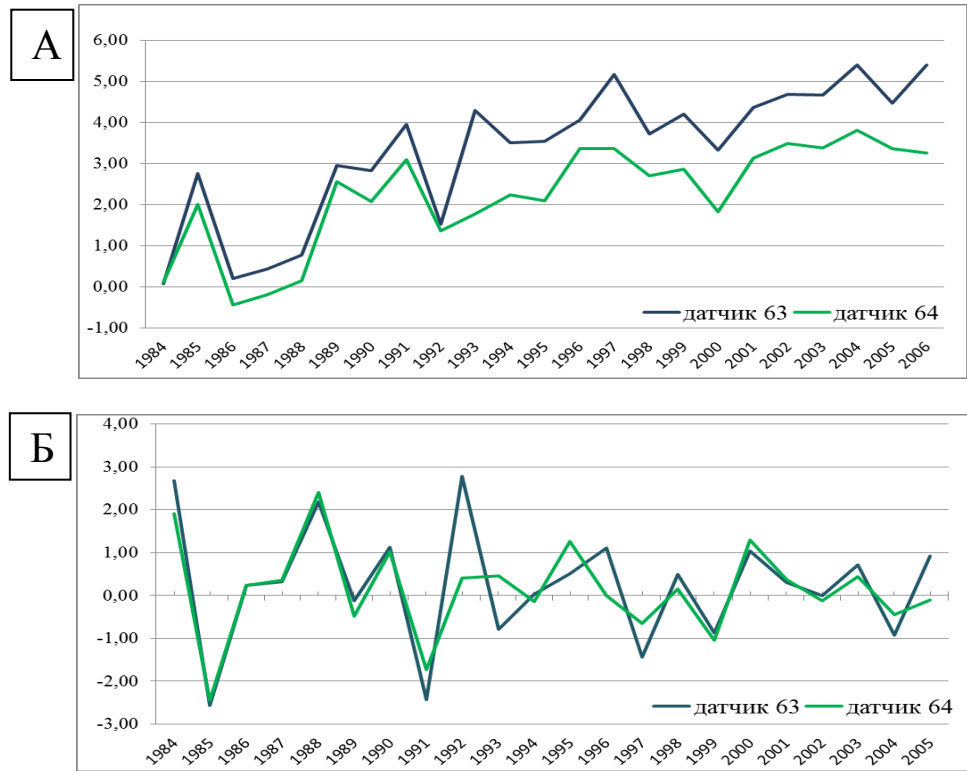


Рис. 5.6. Графики амплитуды смещения (а), приращение амплитуды смещения (б) по датчикам 63 и 64, в миллиметрах, преобразованные из [Makolski, 2008].

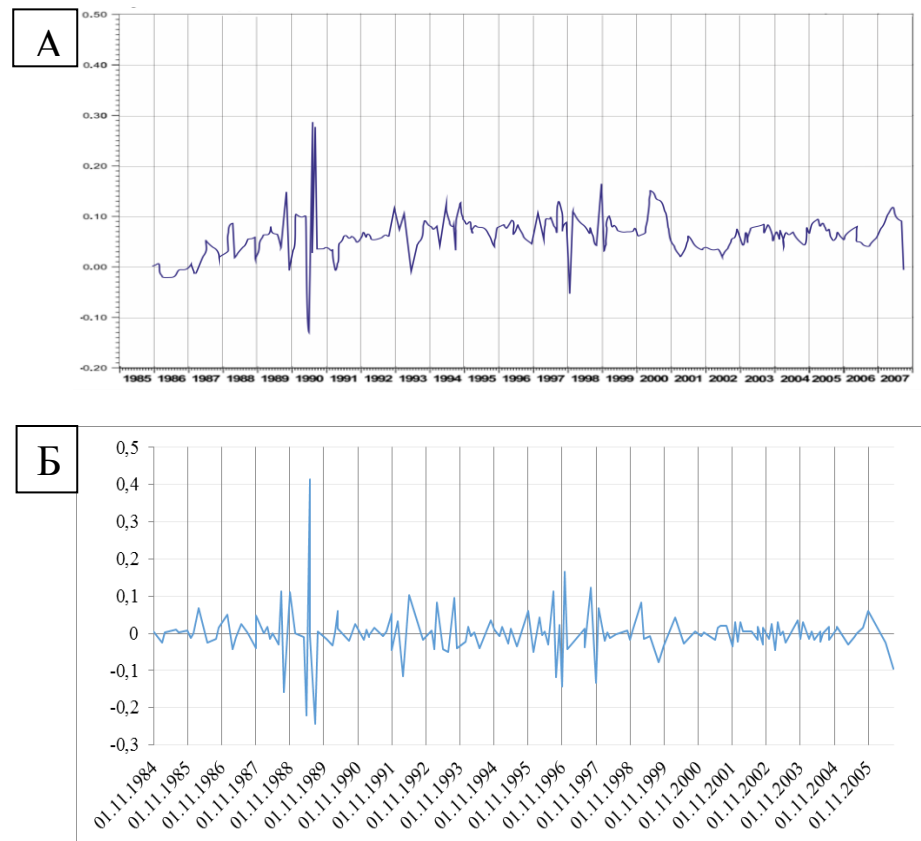


Рис. 5.7. Горизонтальные смещения (А) в Водном коридоре и приращение амплитуды смещения (Б), зарегистрированные датчиком трещин ТМ-71, пересчитанные по данным [Makolski, 2008].

Центрально-Сахалинский разлом, Россия

Что касается найденной в моделях возвратно-поступательной динамики крыльев активных сегментов, то аналогичный эффект ранее был инструментально зафиксирован на геодинамическом полигоне, расположенном в пределах Центрально-Сахалинского разлома [Василенко, 1986; Захаров, 1986]. На разломе с 1975 по 1983 годы производились геодезические измерения для изучения современных горизонтальных движений. Измерения проводились с помощью метода светодальномерной трилатерации (светодальномером СГ 3) и собирались с 3 геодинамических полигонов расположенных по одной линии в субмеридиональном направлении (рис. 5.8): Южный, Тепловодский, Орловский.

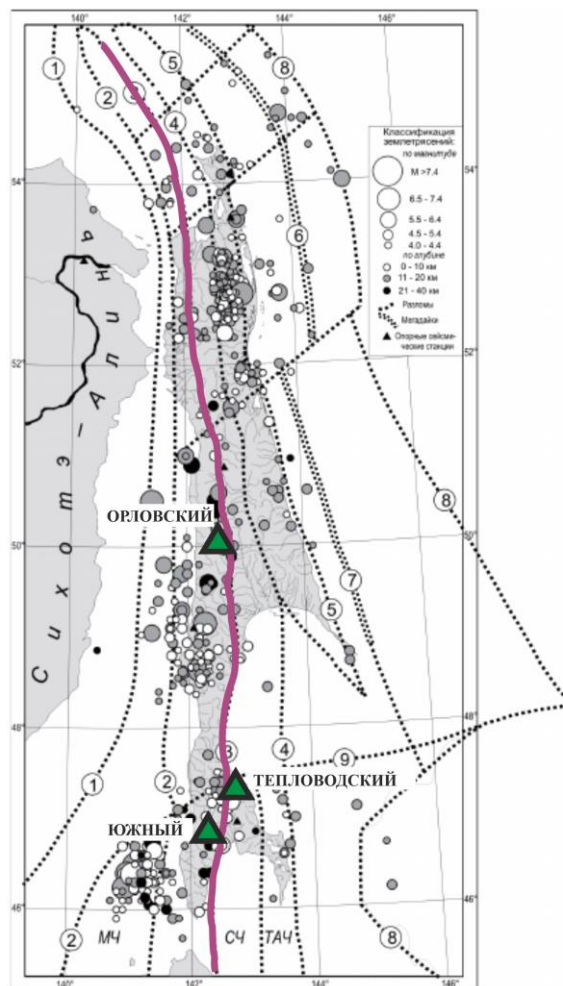


Рис. 5.8. Схема размещения геодинамических полигонов (зеленые треугольники) Центрально-Сахалинского разлома (трассирован фиолетовой кривой), нанесенная на карту эпицентров землетрясений, региональных разломов и основных тектонических структур Сахалина [Ломтев и др., 2007].

Деформации по этим трем пунктам периодически показывали совпадение характера и направления осей деформаций. По полученным авторами исследования данным можно судить о степени активности деформаций в зоне разлома. Наибольшей активностью отличались некоторые участки на самом разломе.

За время мониторинга деформаций была обнаружена неоднократная смена направления движения крыльев контрольного разлома с левосторонних на правосторонние и, наоборот, с периодичностью в несколько месяцев.

Сейсмостанция Талая, п. Култук, Россия

В качестве примера короткопериодных деформаций можно привести данные полученные в результате сейсмо-деформационного мониторинга на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне на сейсмостанции Талая (рис. 5.9). Здесь были получены данные горизонтальных смещений в зоне локального разлома.

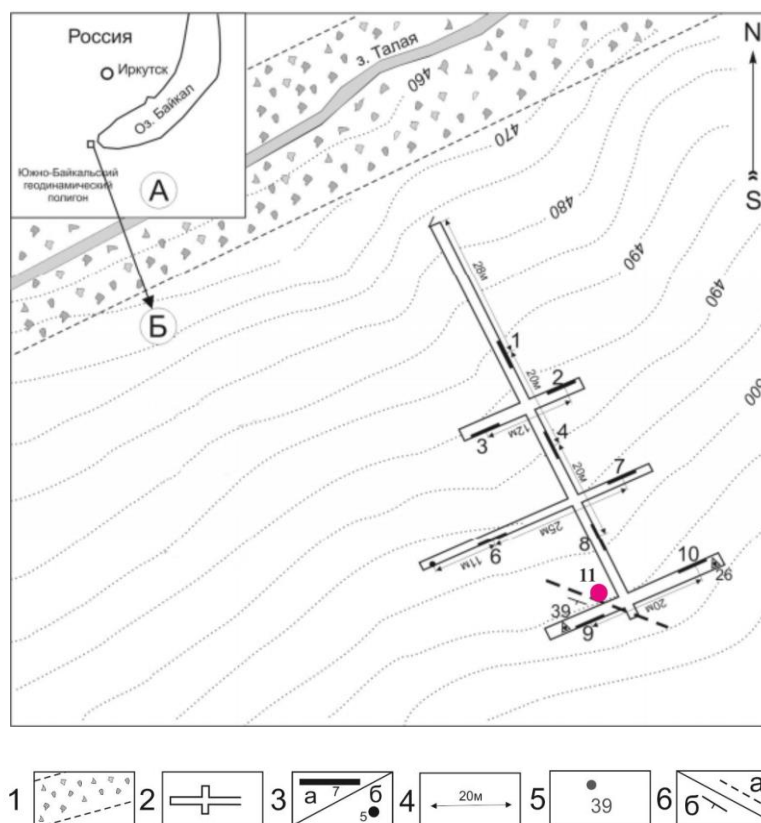


Рис. 5.9. Расположение (А) и устройство пункта мониторинга «Талая» (Б).

1 – зона разлома; 2 – штольня; 3 – горизонтальный (а) и вертикальный (б) штанговые датчики и их номера; 4 – расстояние между датчиками; 5 – сейсмостанция и ее номер; 6 – разлом (а) и направление его падения (б) [Борняков, 2019].

На рисунке 5.10А представлены вариации амплитуды смещения и приращения амплитуды смещения в точке 11 (см. рис. 5.9) за 3 дня. Затем по ним построен график приращения амплитуды смещения (рис. 5.10Б).

Черная пунктирная линия тренда (рис. 5.10А) проведена по усредненным значениям, чтобы сократить количество данных для дальнейшей обработки.

Амплитуда смещения существенно меняется. Динамика изменений амплитуды смещения более отчетливо проявляется в вариациях приращения, здесь фиксируются положительные и отрицательные значения. Такой же знакопеременный возвратно-поступательный характер смещений наблюдается также и в моделях.

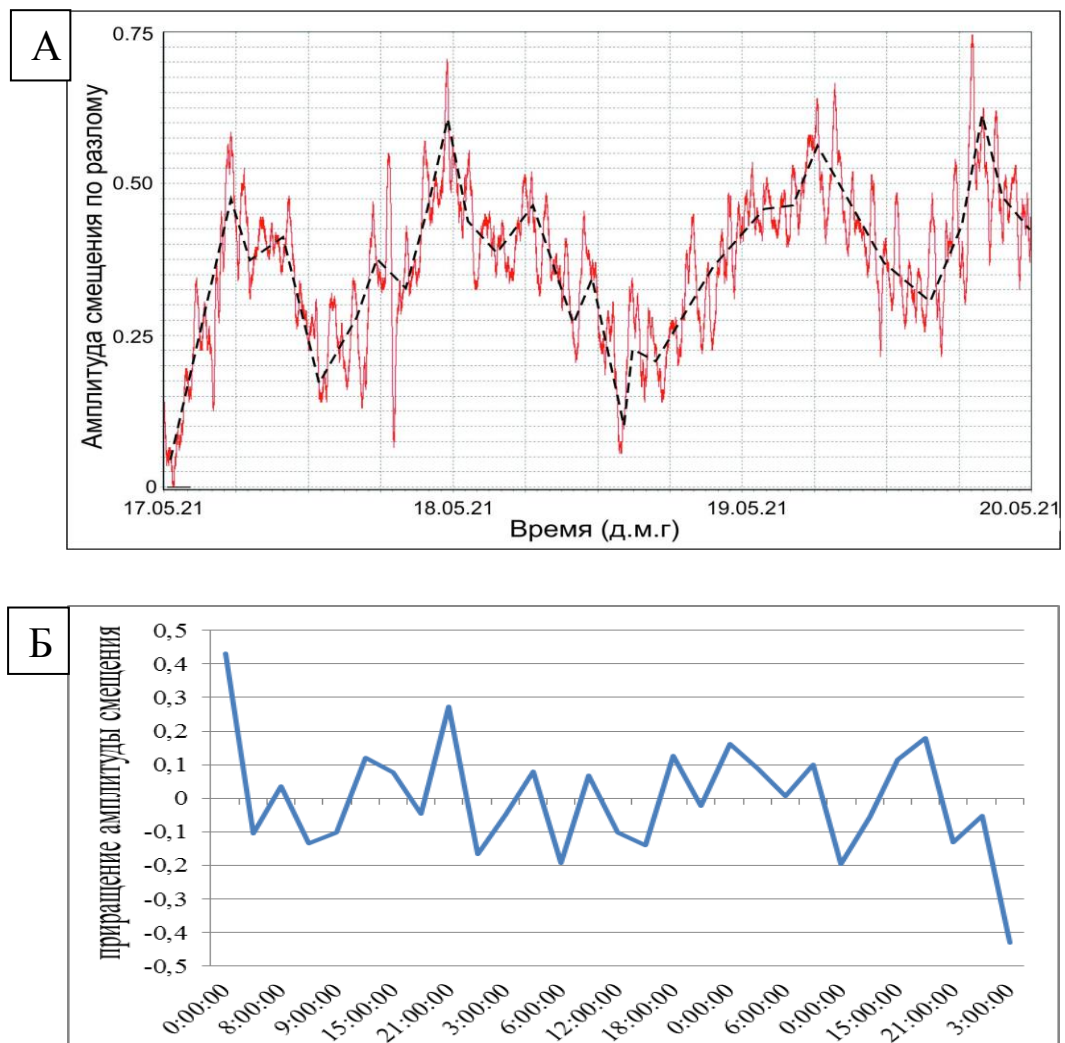


Рис. 5.10. Вариации амплитуды смещения по разлому во времени по данным со сейсмостанции Талая (А), приращение амплитуды смещения (Б), в микронах.

5.3. Примеры дискретно-волновой динамики

Если говорить о примерах существующего в моделях дискретно-волнового характера, то прямых наблюдений за деформационными волнами нет, а косвенные подтверждения вытекают из анализа сейсмичности и показывают, что такой процесс вероятен.

Таковыми примерами можно привести наблюдения за сильными землетрясениями Центральной Азии и данные по скважинным тензOMETрам пяти обсерваторий, расположенных на северо-востоке Японской островной дуги (о. Хонсю).

Центральная Азия

Связь медленных волн в литосфере и сейсмической активизации на примере Центральной Азии показана в публикациях [Wang et al., 2005; Шерман, 2014]. Здесь была отмечена особенность миграции эпицентров землетрясений стабильной формы в виде гребней и в одном направлении. Авторами были выделены параметры трех масштабных типов волн, объединенных общим понятием «медленные волны», также были указаны варианты распространения поясов гребней медленных волн на данной территории: вектор движения направлен на северо-восток (рис. 5.11а) или на северо-северо-восток (рис. 5.11б). Эти направления почти неизменны, не зависят от пространственного расположения гребней волн и их фронтов.

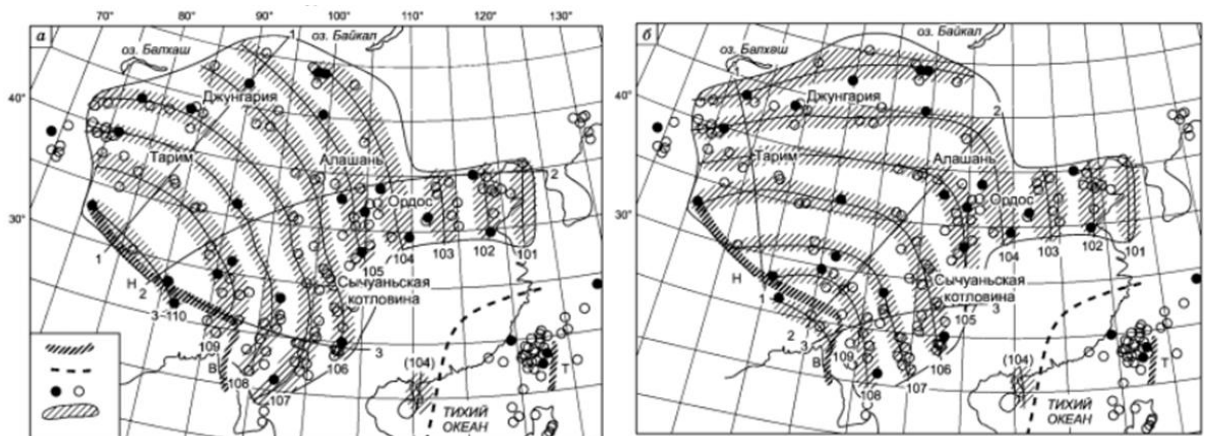


Рис. 5.11. Сильные землетрясения Центральной Азии и схемы (а и б) реконструкций «медленных волн» по поясам волновых гребней от Гималайского движущегося фронта [Wang et al., 2005].

Хонсю, Япония

Ещё в 70-х годах 20 века [Ishii et al., 1978] был выполнен деформационный анализ данных экстензометров, расположенных на северо-востоке острова Хонсю, Япония.

Деформация земной коры в районе Тохоку наблюдалась на станциях Ога (OGA), Ниебцу (NIB), Химэками (НМК), Мияко (МЮК) и Санрику (SNR), эксплуатируемых Геофизической обсерваторией Акита и Геофизической обсерваторией Санрику, Университета Тохоку. Расположение станций показано на рис. 5.12а.

На рис. 5.12б показаны максимумы сдвиговой деформации во времени, зафиксированные на этих станциях. Соответствующие фазы отмечены одинаковыми символами и соединены линиями. Авторами была рассчитана средняя скорость и направление распространения с трех станций наблюдения (SNR, МЮК и НМК).

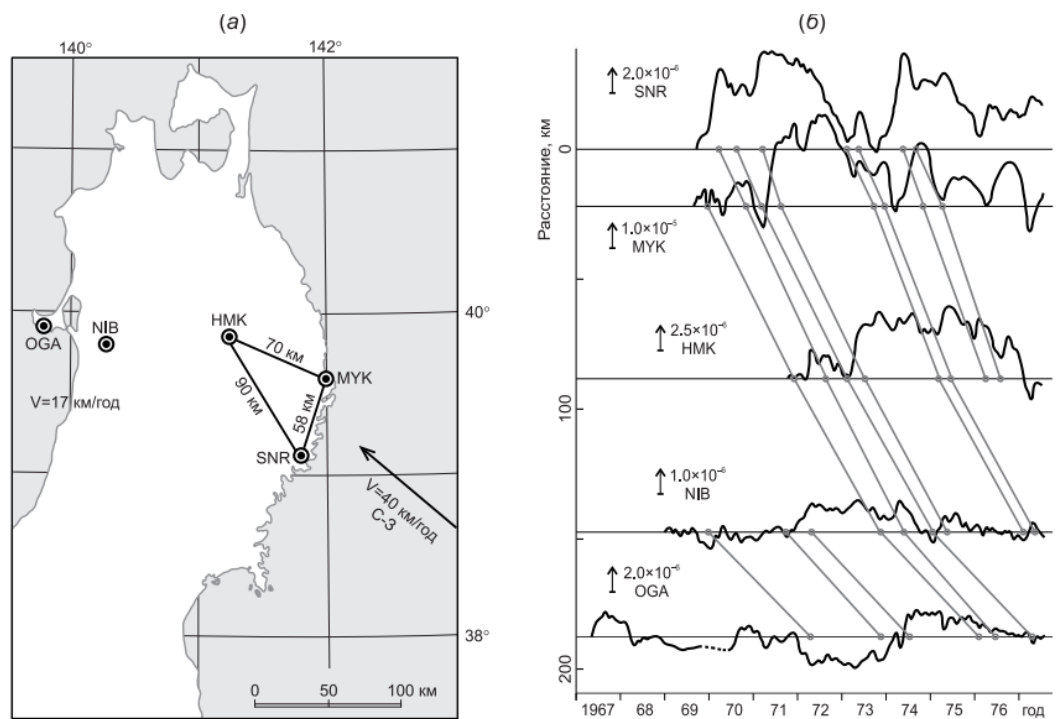


Рис. 5.12. Пространственно-временное изменение максимума сдвиговой деформации. (а) – направления и скорости миграции максимума сдвиговой деформации; (б) – изменение максимума сдвиговой деформации во времени. Соответствующие фазы соединены линиями [Ishii et al., 1978, Быков, 2018].

Расчетная скорость и направление составляют около 38 км/год и N 50° з.д. (рис. 5.12а). Кривые максимальной деформации сдвига от SNR к OGA переставлены на рис. 5.12б, предполагая, что направление миграции составляет N50° W. При том же направлении распространения скорость распространения от NIB до OGA составляет около 19 км/год.

Приведенные выше сравнения экспериментальных результатов с результатами исследования активных разломов и процессов их активизации прямо или косвенно показывают, что выявленные в моделях сегментная активизация разломов, возвратно-поступательная динамика смещений и дискретно-волновой характер деформаций имеют место и в природных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках диссертационного исследования выполнено более 100 экспериментов по моделированию процессов формирования крупных сдвиговых зон в упруговязкопластичных моделях литосферы. С моделей собрано более 100000 замеров количественных параметров, характеризующих деформационную динамику разрывно-блоковой структуры сдвиговых зон.

Ранее выявленная периодичность развития разрывной структуры сдвиговой зоны в виде стадий дополнена новыми периодичностями более низких масштабных уровней в виде этапов- групп периодов и периодов.

На основе анализа вариаций количественных параметров, характеризующих деформационную динамику разрывов и блоков установлено, что протяженные разрывы в сдвиговой зоне имеют сегментную структуру, представленную в каждый момент времени совокупностью чередующихся по их простиранию активных и пассивных сегментов. Активизация пассивных сегментов и переход активных сегментов в пассивное состояние обусловлены разным деформационным поведением смежных блоков. Несогласованность деформационной динамики смежных блоков порождает разнонаправленную динамику смещений на активных сегментах.

По результатам компьютерной обработки цифровых изображений методом DIC установлено, что деформационный процесс в сдвиговой зоне имеет дискретно-волновой характер. Он обусловлен общим перемещением ее активного крыла под действием приложенной к модели нагрузки и периодическим прохождением по ней локализованных фронтов деформаций. Пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне определяется степенью развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры, уровнем накопленных в ней напряжений. Пространственная миграция деформаций в ненарушенной модели также имеет волновой характер. В подтверждение экспериментально найденных закономерностей приведены адресные природные примеры, заимствованные из литературных источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критериев подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 36-42.
2. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711-736.
3. Белоусов В.В. Основы структурной геологии: М.: Недра, 1985. 207 с.
4. Бокун А. Н. Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) // Физика Земли. 2009. № 11. С. 69-78.
5. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 26–44
6. Борняков С.А., Гладков А.С., Матросов В.А., Адамович А.Н., Клепиков В.А. Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 85-95.
7. Борняков С.А., Трусков В.А., Черемных А.В. Диссипативные структуры зон разломов и критерии их диагностики (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 179-187.
8. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 823-861.
9. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А. Дискретно-волновая динамика деформаций в сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 289–302.

10. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А. Динамика внутриразломных деформационных волн (по результатам физического моделирования) // Доклады Академии наук. 2016. Т. 471. № 6. С. 722-724.
11. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Черемных А.В., Каримова А.А. Экспериментальное исследование периодической активизации разлома в сейсмической зоне // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 653–670. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0366.
12. Борняков С.А., Мирошниченко А. И., Салко Д. В., Шагун А. Н., Добрынина А. А., Усынин Л. А. Влияние землетрясений на активизацию разлома и его демпфирующий эффект для деформационных и сейсмических волн // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 3–12.
13. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
14. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754.
15. Быков В.Г. Формирование режимов скольжения в разломах и медленные деформационные волны // Физическая мезомеханика. 2019. Т. 22. № 4. С. 39–46.
16. Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центральном-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 45-49.
17. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структурная геология. – М.: Недра, 1975. 271 с.
18. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
19. Гзовский М.В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов // Разведка и охрана недр. 1956. №7. С. 1-14.
20. Гзовский М.В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1957. № 2. С. 141-160.

21. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 544 с.
22. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
23. Гладков А.А. Некоторые аспекты разработки информационной системы для интегрирования данных по активной тектонике // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 6–14.
24. Гладков А.А. Разработка интерактивной информационной системы для построения моделей композитных сейсмогенных источников юга Восточной Сибири // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. №9 (92). С. 17–24.
25. Гладков А.А., Лунина О.В. База данных сейсмогенных источников юга Восточной Сибири на основе разработанной ГИС «ActiveTectonics» // Геоинформатика. 2016. № 4. С. 3–10.
26. Заварицкий А.Н. Некоторые факторы, которые следует учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1946. № 2. С. 3-12.
27. Захаров В.К., Василенко Н.Ф., Наумов Н.В. Горизонтальные деформации земной поверхности на островах Сахалин и Шикотан // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 119-121.
28. Зуев Л. Б., Данилов В. И., Баранникова С. А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск : Наука, 2008. 322 с.
29. Зуев Л. Б. Автоволновая пластичность. Локализация и коллективные моды. М.: Физматлит, 2018. 207 с.
30. Каримова А. А., Борняков С. А. Эволюция разрывной структуры сдвиговой зоны как периодический процесс (по результатам физического моделирования) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Т. 33. С. 44–52. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.44>
31. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8000000 / Под ред. В.Г.Трифонова. М.; Иркутск: ГУГК, 1986.

32. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8000000. Объяснительная записка / Под ред. В.Г.Трифорова. М.: ГИН РАН, 1987. 50 с.
33. Качарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423с.
34. Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3-18.
35. Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.
36. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95-111.
37. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во МГГУ, 2004. 262 с.
38. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. №4. С. 172-182.
39. Кузнецов И.Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа // Проблемы сов. геологии. 1933. №7. С. 1-32.
40. Леви К.Г., Шерман С.И., Плюснина Л.В. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. М-б I:2 500 000. Иркутск. 1982.
41. Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы (тектонический аспект). Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.
42. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М. Мир.1977. 288 с.
43. Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы территории Сибири в кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. №6. С. 1458-1462.

44. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ун К.Ч. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2007. № 4. С. 64 – 71.
45. Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1389–1398.
46. Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 525–539.
47. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянkin П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Доклады академии наук. 2010. Т. 433. № 5. С. 662–667.
48. Лунина О.В., Гладков А.А., Капуто Р., Гладков А.С. Разработка реляционной базы данных для сеймотектонического анализа и оценки сейсмической опасности юга Восточной Сибири // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 26–35.
49. Люстих Е.Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов // Докл. АН СССР. 1949. Т. 64. № 5. С. 661-664.
50. Методы моделирования структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
51. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464 с.
52. Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., 1971. С. 38-48.
53. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Возможная природа тектонических циклов // Океанология. Геофизика океана. М., 1979. Т.2: Геодинамика. С. 119-130.

54. Несмеянов С.А., Ларина Т. А., Латынина Л.А., Миндель И.Г., Серебрякова Л.И., Соколов В.С., Хайме Н.М. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология. 1992. №2. С. 17 -31.
55. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М., Наука, 2004. 780 с.
56. Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня // Зап. всеос. минерал. о-ва. 2-я сер. 1933. ч. 62. вып. 2. С. 347-354.
57. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
58. Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: Наука, 1979. 184 с.
59. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. №4. С.16-27.
60. Никонов А.А. Сейсмическая катастрофа в Турции // Природа, 1999. № 11.
61. Огнев В.Н. Таласо-Ферганский разлом // Изв. АН СР. Сер. геол, 1939. № 4. С. 71-79.
62. Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Макаров П.В. и др. Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука, 1995. 297 с.
63. Панин Е.В. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1. № 1. С. 5-22.
64. Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б., Евсеев А.В., Паньков И.Л., Асанов В.А. Особенности локализации деформации при растяжении сильвинита // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Механика. 2015. № 2. С. 127–138.
65. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. №5. С. 23-46.
66. Пейве А. В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36-54.

67. Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика. Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3-8.
68. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1963. 312 с.
69. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. 136 с.
70. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160 с.
71. Резанов И.А. История геотектонических идей. М.: Наука, 1987. 254 с.
72. Ружич В.В. О соотношении длины тектонических разрывов с их амплитудой // Тезисы докладов V конференции молодых научных сотрудников. Иркутск. 1971. С. 4-5.
73. Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка вязи между длиной и амплитудой разрывных нарушений // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1978. С. 52-57.
74. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
75. Ружич В.В. Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П.. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 360-372.
76. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
77. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986. 130 с.
78. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разрывных зон: тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2003. 244 с.

79. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2005. 293 с.
80. Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 10. С. 1018-1030.
81. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
82. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Семинский Ж.В. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 2002. 352 с.
83. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 114 с.
84. Суворов А.И. Глубинные разломы платформы и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 213 с.
85. Тарасова А.А., Борняков С.А. Экспериментальное исследование закономерностей пространственно-временной активизации разломов в деструктивных зонах литосферы // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2014. Т. 9. С. 118–131.
86. Трифонов В.Г. Особенности развития активных // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16-26.
87. Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы, М.: Наука. 1991. С. 144-160.
88. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В. Активные разломы Евразии: Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 174-195.
89. Трифонов В.Г. Живые разломы земной коры // Соросовский образовательный журнал. 2001. № 7. С. 66-74.
90. Трифонов В.Г. , Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.

91. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79-98.
92. Трифонов В. Г., Иванова Т. П., Бачманов Д. М. Новейшее горообразование центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. №. 5. С. 3-3.
93. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Недра, 1989. 166 с.
94. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Развитие деформаций в зонах сдвига: результаты физического моделирования с использованием песка // Материалы докладов IV всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле». 2016а. ИФЗ РАН. Москва. Т. 2. С. 385-392.
95. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Физическое моделирование сдвиговых зон платформ // Материалы Всероссийская научной конференция «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». 2016б. С. 179-182.
96. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Развитие деформаций в зонах сдвига: результаты физического моделирования с использованием песка // Материалы докладов IV всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле», 2016в. ИФЗ РАН, Москва. Т. 2. С. 385-392.
97. Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф., Чернецкий Г.А. Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баимской рудной зоны (Западная Чукотка) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания, 2018а. ГЕОС Москва, Т. 2. С. 320-324.
98. Фролова Н.С., Читалин А.Ф., Кара Т.В., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А. Влияние двухфазной деформации на формирование трещин растяжения в зонах сдвига: результаты физического аналогового моделирования на влажной глине // Инновации в геологии, геофизике, географии. Материалы 3-ей Международной научно-практической конференции. М.: Изд-во «Перо», 2018б. С. 153-155.

99. Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф. Физическое моделирование сдвиговых зон различной сложности для выявления участков повышенной флюидопроницаемости // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2019. № 1. С. 29-47.
100. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1948. № 5. С. 39-66.
101. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
102. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 102 с.
103. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
104. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18
105. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
106. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 227 с.
107. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 262 с.
108. Шерман С. И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: сб. статей. – М., 1996. С. 157-158.
109. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 2014. 359 с.
110. Шнеерсон Б.Л. О применении теории подобия при тектоническом моделировании // Труды Ин-та теор. Геофиз. АН СССР. 1947. №3. С. 94-106.

111. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 886 с.
112. Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Новосибирск, 1982. 184 с.
113. Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. 302 с.
114. Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Сборник научных трудов. Новосибирск, 1984. 168 с.
115. A.I.S.T. (Japanese National Institute of Advanced Industrial Science and Technology). Active fault database of Japan [Электронный ресурс]. URL: http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index_e.html (20 марта 2022).
116. Allen C.R. Active faulting in northern Turkey. California Institute of Technology, California, 1969. P. 32–34.
117. Allen C.R., Luo Zhuoli, Qian Hong et al. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1991. V.103. N 9. P. 1178–1199.
118. Atmaoui N. et al. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: Insights from scaled clay experiments // *International Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 95. № 2. P. 225–238.
119. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Selforganized criticality: an explanation of 1/f noise, *Phys. Rev. Lett.*, 1987. No. 59(4). P. 38 – 384.
120. Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. The Database of Individual Seismogenic Source (DISS), Version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology // *Tectonophysics*. 2008. V. 453. P. 20–43.
121. Basili R., Kastelic V., Valensise G. and DISS Working Group. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3.1.0: A compilation of potential sources for

earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas // Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Sezione Roma [Электронный ресурс]. URL: <http://diss.rm.ingv.it/diss> (20 марта 2022).

122. Benioff H. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity // *Geol. Soc. Amer., Special Paper*. 1955. V. 62. P. 61-74.
123. Bohnhoff M. et al. Repeating Marmara Sea earthquakes: indication for fault creep // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 210. № 1. P. 332-339.
124. Bokun X. Preparation of Dicyclopentadiene Diepoxide // *Petrochemical Technology*. 1991. V. 4.
125. Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquake // *Science*. 1966. V. 153. № 3739. P. 990-992.
126. Burbidge, D.R., Braun, J. Analogue models of obliquely convergent continental plate boundaries. *Journal of Geophysical Research*. 1998. 103 (B7). P. 15221–15237.
127. Cadell, H.M. Experimental researches in mountain building. *Earth and environmental science transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 1889. V. 35. № 1. P. 337–357.
128. Caputo, R., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Sboras, S. The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS): state-of-the-art for northern Greece // *Annals of Geophysics*. 2012. 55 (5). P. 859-894.
129. Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Román-Berdiel, T. Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology*. 2001. V. 23. № 5. P. 733–743.
130. Cloos, H. Experimente zur inneren Tektonik. *Centralblatt für Mineralogie*. 1928. 12. P. 609–621.
131. Cloos, E. Experimental analysis of fracture patterns. *Geological Society of America Bulletin*. 1955. 66. P. 241–256.
132. Cobbold, P.R., Castro, L. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*. 1999. 301 (1–2). P. 1–19.

133. Cowie, P.A., Vanneste, C., Sornette, D. Statistical physics model for the spatiotemporal evolution of faults // *Journal of Geophysical Research*, 1993. 98 (B12). P. 21809-21821.
134. Cowie, P.A., Sornette, D., Vanneste, C. Multifractal scaling properties of a growing fault population // *Geophysical Journal International*. 1995. 122 (2). P. 457-469.
135. Dooley, T., Monastero, F.C., McClay, K.R., 2007. Effects of a weak crustal layer in a transtensional pull-apart basin: results from a scaled physical modeling study // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2007. V53F-04.
136. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // *Tectonophysics*. 2012. № 574–575. P. 1–71.
137. Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the upper mantle // *The application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors/* Ed. S.K.Runcorn. N.Y., Willey, 1969. P. 223-246.
138. Emmons, R.C. Strike-slip rupture patterns in sandmodels. *Tectonophysics*. 1969. 7. P. 71–87.
139. Freund, R.. Kinematics of transform and transcurrent faults // *Tectonophysics*. 1974. 21. P. 93–134.
140. Goebel T.H.W., Kwiatak G., Becker T.W., Brodsky E.E., Dresen G. What allows seismic events to grow big?: Insights from b-value and fault roughness analysis in laboratory stick-slip experiments // *Geology*. 2017. T. 45. № 9. P. 815-818.
141. Hirata, T. Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales // *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*. 1989. 131 (1-2). P. 157-170.
142. Hobbs W.N. Repeating patterns in the relief and structure of the land // *Geological Society of America Bulletin*. 1911. V. 22. № 2. P. 123-176.

143. Hoepfner, R., Kalthoff, E., Schrader, P. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment // Geologische Rundschau. 1969. 59. P. 179–193.
144. Hubbert M.K. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures // Geological Society of America Bulletin. 1937. 48. P. 1459–1520.
145. Ioffe, A.I., Kozhurin, A.I. Database of active faults of Eurasia // J. Earthq. Predict. Res. 1996. V. 5. P. 431-435.
146. Kasahara, K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. 52. P. 329–341.
147. Klinkmüller, M. Properties of analogue materials, experimental reproducibility and 2D/3-D deformation quantification techniques in analogue modelling of crustal-scale processes. Ph.D. thesis, University of Bern. 2011.
148. Koehler R. D., Baldwin J. N., Prentice C. S., Pearce J. Holocene geologic characterization of the northern San Andreas fault, Gualala, California // U.S. Geological Survey National Earthquake Hazards Reduction Program Award No. FINAL TECHNICAL REPORT. 2005. 21 p.
149. Krantz, R.W. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures // Tectonophysics. 1991. 188 (1–2). P. 203–207.
150. Langridge R. et al. Paleoseismology and slip rate of the Conway Segment of the Hope Fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand // Annals of Geophysics. 2003.
151. Le Guerroué, E., Cobbold, P.R. Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems; insights from analogue models // Journal of Structural Geology. 2006. 28. P. 421–430.
152. Legrand, D. Fractal dimensions of small, intermediate, and large earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. 92 (8). P. 3318-3320.

153. Lohrmann, J., Kokowski, N., Adam, J., Oncken, O. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges // *Journal of Structural Geology*. 2003. 25. P. 1691–1711.
154. Mandl, G. *Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts*. Elsevier, 1988. 407 p.
155. McClay K.R. Recent advances in analogue modelling: Uses in section interpretation and validation // *Geological Society Special Publication*. 1996. V. 99. P. 201-225.
156. Mendum J. Henry Moubray Cadell: a geological and industrial innovator // *The Edinburgh Geologist Magazine of the Edinburgh Geological Society Issue*. № 48. 2010. P. 5-14.
157. Mourgues, R., Cobbold, P.R. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling // *Tectonophysics*. 2003. 376. P. 75–97.
158. Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *Journal of Structural Geology*. 1986. 8. P. 737–752.
159. New Zealand Active Faults Database // GNS science [Электронный ресурс]. URL: <http://data.gns.cri.nz/af> (20 марта 2022).
160. Nikolaevsky V.N., Ramazanov T.K. The theory of fast tectonic waves // *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*. 1985. 49 (3). P. 426–469.
161. Ouillon, G., Castaing, C., Sornette, D. Hierarchical geometry of faulting // *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*. 1996. 101 (3). P. 5477-5487.
162. Ouillon G., Sornette D. Unbiased multifractal analysis: Application to fault patterns // *Geophysical Research Letters*. 1996. 23. № 23. P. 3409-3412.
163. Panien, M., Schreurs, G., Pfiffner, A. Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments // *Journal of Structural Geology*. 2006. 28. P. 1710–1724.

164. Panteleev I., Plekhov O., Pankov I., Evseev A., Naimark O., Asanov V. Experimental investigation of the spatiotemporal localization of deformation and damage in sylvinite specimens under uniaxial tension // *Engineering Fracture Mechanics*. 2014. 129. P. 38–44.
165. Pavoni N. Die nordanatolische horizontalverschiebung // *Geologische Rundschau*. 1962. V. 51. № 1. P. 122-139.
166. Polonia, A., L. Gasperini, A. Amorosi, E. Bonatti, N. Çağatay, L. Capotondi, M.-H. Cormier, N. Gorur, C. McHugh, and L. Seeber. Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara, *Earth Planet // Sci. Lett.* 2004. 227. P. 411–426.
167. Quaternary fault and fold database for the United States // U.S. Geological Survey (and supporting agency if appropriate see list below) [Электронный ресурс]. URL: earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults (20 марта 2022).
168. Riedel, W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralblatt Mineralogie. Abteilung B.* 1929. P. 354–368.
169. Richard, P.D., Ballard, J.F., Colletta, B., Cobbold, P.R. Naissance et evolution de failles au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation analogique et tomographie. *Comptes Rendu de l'Academie des Sciences Série.* 1989. 2. 309 (20). P. 2111–2118.
170. Richard, P., Cobbold, P.R. Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones // *Annales Tectonicae*. 1990. V. 4 (2). P. 35–44.
171. Richard, P., Naylor, M.A., Koopman, A. Experimental models of strike-slip tectonics // *Petroleum Geoscience*. 1995. 1. P. 71–80.
172. Richter E.F. *Elementary seismology*. San Francisco, Freeman and Co. 1958. 768p.
173. Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten // *Zentbl. Miner. Geol. Palaont. Abt.* 1929. P. 354-368.
174. Rossi, D., Storti, F. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres // *Journal of Structural Geology*. 2003. 25. P. 1893–1899.

175. Schellart, W.P. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling // *Tectonophysics*. 2000. 324. P. 1–16.
176. Schöpfer, M.P.J., Steyrer, H.P. Experimental modeling of strike-slip faults and the self-similar behavior. In: Koyi, H.A., Mancktelow, N.S. (Eds.), *Tectonic Modeling: A Volume in Honor of Hans Ramberg* // *Geological Society of America Memoirs*. 2001. 193. P. 21–27.
177. Schreurs, G. Experiments on strike-slip faulting and block rotation // *Geology*. 1994. 22. P. 567–570.
178. Schreurs, G. Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach // *Geological Society Special Publications*. 2003. 210. P. 35–52.
179. Schreurs, G., Colletta, B. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension // *Geological Society Special Publications*. 1998. 135. P. 59–79.
180. Schreurs, G., Colletta, B. Analogue modelling of continental transpression // *Journal of the Virtual Explorer*. 2002. 07. P. 67–78.
181. Schwarz, H.-U., Kilfitt, F.-W. Confluence and intersection of interacting conjugate faults: a new concept based on analogue experiments // *Journal of Structural Geology*. 2008. 30. P. 1126–1137.
182. Soula, J.-C. Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent: modèles expérimentaux et exemples géologiques // *Bulletin de la Société Belge de Géologie*. 1984. 93 (1–2). P. 83–104.
183. Sutton, M.A., Orteu, J.J., Schreier, H.W. *Image Correlation for Shape, Motion and Deformation Measurements: Basic Concepts, Theory and Applications*. Springer, 2009. 316 p.
184. Tchalenko, J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // *Geological Society of America Bulletin*. 1970. 81. P. 1625–1640.
185. Turcotte D.L. Chaos, fractals, nonlinear phenomena on Earth sciences. // *U.S. National Report to IUGG 1991-1994. Rev. of Geophys. supplement. AGU*. 1995. P. 341–343.

186. Turcotte D.L. Fractals and chaos in geology and geophysics. 1992. 221 p.
187. Ueta, K., Tani, K., Kato, T. Computerized X-ray tomography analysis of three dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting // *Engineering Geology*. 2000. 56. P. 197–210.
188. Turcotte, D.L. The relationship of fractals in geophysics to «the new science» // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2004. V. 19. 2. P. 255-258.
189. Viola, G., Odone, F., Mancktelow, N.S. Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system, Italian Eastern Alps // *Journal of Structural Geology*. 2004. 26 (3). P. 401–418.
190. Walsh, J.J., Watterson, J. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults // *Journal of Structural Geology*. 1988. 10 (3). P. 239-247.
191. Wang, S., Zhang, Z. Plastic-flow waves (“slow-waves”) and seismic activity in Central-Eastern Asia // *Earthquake research in China*. 2005. 1. P. 74–85.
192. Wells, D.L., Coppersmith, K.J. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1994. Vol. 84, No. 4. pp. 974-1002.
193. Wilcox, R.E., Harding, T.P., Seely, D.R. Basic wrench tectonics // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1973. 57. P. 74–96.
194. Wodcock, N., Fisher, M. Strike-slip duplexes // *Journal of Structural Geology*. 1986. V.8. P. 725–735.
195. Wu, J., McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*. 2009. 26 (8). P. 1608–1623.
196. Yu Gui-hua, Du Ke-ping, Xu Xi-wei, Wu Xi-yan, Wang Yin. Research on Active fault database construction related issue // *Seismology and Geology*. 2012. V. 4. P. 713–725.