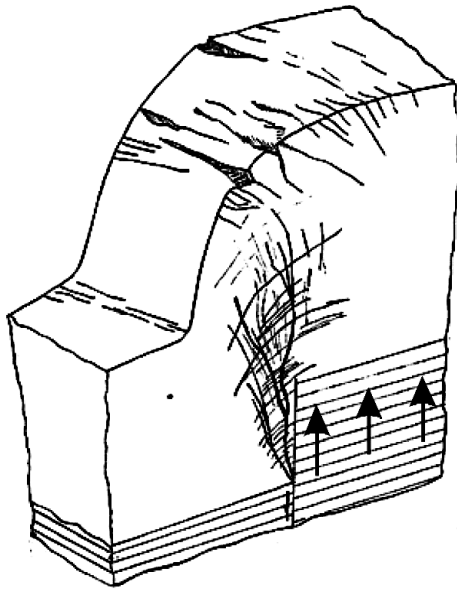


Раздел II

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР И ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ МАССИВОВ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ



Результаты тектонофизического моделирования зон горизонтального сдвига и использование их при поисках углеводородов

А.Н. Бокун

Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, г. Львов, Украина, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

Сдвиги, от мелких трещин до гигантских разрывных зон, составляют более 80% всех типов тектонических нарушений, встречающихся в земной коре. Большой практический интерес представляют собой крупные зоны горизонтального сдвига, поскольку они, будучи благоприятными для миграции и аккумуляции флюидов углеводородов и других видов минерального сырья, служат перспективными районами для поисков месторождений полезных ископаемых. В то же время эти зоны часто являются и зонами повышенной сейсмической опасности [1].

По сейсмическим исследованиям и в концепциях глобальной тектоники плит зоны горизонтального сдвига рассматриваются, как результат горизонтальных подвижек по протяженным крутопадающим разломам глубокого заложения [1]. В этом экспериментальном исследовании нас интересовал результат проявления этих движений в верхней части земной коры (в осадочном чехле и на его поверхности). Отсюда исходная модель, она представляла собой два активных жестких блока, перекрытых пластично-вязким материалом, имитирующим осадочный чехол. Стояла задача проследить на моделях зарождение и развитие систем трещин разного ранга и генезиса, взаимоотношение их между собой и складчатыми формами, установить пространственно-временные закономерности, в итоге расшифровать структурную организацию зоны горизонтального сдвига. Именно эти вопросы структурной геологии интересуют геологов, занимающихся поисками и разработкой месторождений полезных ископаемых. Ответ на некоторые вопросы структурной организации сдвиговой зоны получают в результате проведения геолого-геофизических работ, однако эти работы дорогостоящие, ими не охватить сразу большие территории; другую часть вопросов решить трудно или невозможно. В этом плане тектонофизическое моделирование, как метод изучения механизмов структурообразования, – недорогостоящий и достаточно результативный.

Моделирование проводилось в постановке общей задачи тектонофизики М.В. Гзовского [2], предусматривающей оценку роли разных факторов в деформационном процессе. В такой постановке не столь важно было выдержать подобие всех параметров условий подобия, сколько применить модельные материалы с реологией, сопоставимой или близкой к реологии горных пород. В моделях использовались: глины различной влажности (это

сама горная порода); пасты из песка и глицерина, тонкозернистой фракции карборунда и вазелинового масла, имеющие различные степени хрупкого разрушения и пластического течения. Изучалось влияние мощности и прочности слоя, скорости горизонтального смещения жесткого основания. Блоки перемещались с помощью пуансонов установки [3] в горизонтальном направлении с постоянной скоростью 1, 5, 20 мм/мин.

На применяемых материалах воспроизведены зоны горизонтального сдвига, существенно отличающиеся по внутренней структурной организации, однако они имеют и общие черты строения. Обобщение полученных результатов моделирования позволило составить следующую общую схему структурных преобразований в процессе формирования зоны горизонтального сдвига.

I-я стадия. В однородном поле напряжений, возникшем от начального сдвига в жестком основании, формируется флексурный изгиб и появляется система параллельных трещин, ориентированных перпендикулярно простиранию основного сдвига. Эти мелкие сдвиги имеют прямолинейную или S-образную форму (трещины R1 по Стоянову [4]). В процессе дальнейшего горизонтального смещения эта система трещин поворачивается и принимает кулисообразное расположение. По-видимому, это поверхностные сколы, так как они возникают не при любой толщине слоя.

II-я стадия характеризуется разделением однородного поля напряжений на чередующиеся локальные поля сжатия и растяжения. На участках концентрации сжимающих усилий образуются флексурные изгибы, горстообразные поднятия и складки, осложненные дугообразными разрывами и мелкими трещинами.

III-я стадия оценивается, как стадия наибольших структурных преобразований. Происходит завершение процесса формирования основной магистральной трещины (разлома) путем объединения разных систем трещин, сформированных на более ранних стадиях и вновь возникших. На участках растяжения продолжается рост трещин отрыва; в местах концентрации сжимающих усилий формируются флексуры, складки, горсты, грабены, кольцевые структуры, происходят развороты, кручения, погружения и поднятия жестких блоков. Нами наблюдались разные способы сочленения разных систем трещин в единую сквозную магистральную трещину. В зависимости от способа сочленения этих трещин в единую изменяется ее форма на поверхности – прямолинейная, изогнутая, извилистая, волнистая. Следует ожидать, что в натурных сдвиговых зонах на этой стадии развития происходят: внедрение магмы, изменение реологических свойств горных пород, петрологические и минеральные преобразования.

IV-я стадия характеризуется сокращением структурных преобразований в сдвиговой зоне. Основные перемещения происходят в плоскости магистральной трещины и различные дислокации возникают в узкой зоне вдоль ее простирания. Если магистральная трещина (сдвиг) имеет в плане прямоли-

нейную форму, то при смещении ее крыльев создается сильное одностороннее давление (стресс), обуславливающее пластическое течение материала. В случае извилистой формы сдвига происходит и вязкое разрушение его берегов (отрыв блоков).

Моделирование показало, что зоны горизонтального сдвига – это чрезвычайно сложные геологические структуры, в пределах которых разрывы и складки различного ранга и генезиса размещены не хаотично, а имеют упорядоченное (закономерное) распространение в пространстве и развитие во времени. Выявленные закономерности позволяют судить о местоположении и относительном возрасте разрывов на природных объектах. И если в природе установлена связь углеводородов, других видов минерального сырья с определенным типом разрывов в пределах сдвиговой зоны, то следует искать аналогичные разрывы на удалении определенного шага этой системы разрывов.

Знание закономерностей пространственного размещения разрывов и складчатых форм имеет прямое отношение к региональному (оценка территорий для постановки поисковых работ) и локальному (выбор участков для детальных работ и заложения разведочных скважин) прогнозированию.

Важная роль тектонофизического моделирования очевидна, его целесообразно развивать в комплексе с полевыми тематическими работами, математическим моделированием и теоретическими исследованиями.

Литература

1. Ходжсон Б.Я. Движения земной коры по сейсмическим данным. // Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир. 1966. С. 42-74.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд. АН СССР. 1963. Ч. 3, 4. 544 с.
3. Бокун А.Н. Соленые структуры Солотвинской впадины. Киев: Наук. думка. 1981. 135 с.
4. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

Внутренняя структура сдвиговых зон (по результатам физического моделирования)

С.А. Борняков

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, bornyak@crust.irk.ru

Проведено комплексное физическое моделирование на упруговязкопластичных моделях процессов формирования сдвиговых зон (СЗ). Полученные экспериментальные данные в совокупности с имеющимися литературными материалами позволяют выделить общие закономерности пространственно-временной эволюции их внутренней структуры.

1. При формировании СЗ в деформацию вовлекается широкая область. Её условно можно разделить на область упругих и остаточных пликативных деформаций («область динамического влияния») и область остаточных разрывных деформаций («область активного динамического влияния») (Шерман и др., 1983). В прикладном аспекте наибольший интерес представляет область активного динамического влияния (ОАДВ), в пределах которой локализованы деструктивный процесс и структурообразование. Установлено, что её ширина (М) является многофакторным параметром и зависит от толщины разрушаемого слоя (Н), его вязкости (η) и скорости деформирования (v). Приведенное ниже уравнение множественной корреляции, отражает количественный вклад каждого из перечисленных параметров в М ОАДВ:

$$M_{\text{ОАДВ}} = 1.4533 H + 0.0088 \lg \eta - 0.0090 \lg v - 0.0088 \quad (1), \text{ при } r = 0.98. \quad (1)$$

где r – коэффициент корреляции. Из уравнения видно, что ширина ОАДВ СЗ в основном определяется толщиной разрушаемого слоя H , при малом и разнонаправленном вкладе других параметров. Чем выше вязкость разрушаемого слоя и чем выше скорость его деформирования, тем шире будет ОАДВ.

Уравнение (1) описывает максимальное значение параметра M . По мере накопления амплитуды смещения крыльев (A) СЗ область проявления активных разрывных деформаций постепенно сужается. Динамика изменения ширины этой «области активного структурообразования (ОАС)» описывается уравнением множественной корреляции:

$$M_{\text{ОАС}} = 0.9525 H - 0.0270 A - 0.0758 \lg \eta + 0.4161 \lg v + 4.4924, \text{ при } r = 0.8. \quad (2)$$

2. Внутренняя структура сдвиговых зон закономерна и представлена совокупностью систем разрывных нарушений, последовательно формирующихся в их ОАДВ по мере развития деформационного процесса: R', R, T, L, P, t, n [1 – 3]. Количественные параметры разрывов, такие плотность, средняя длина, амплитуда и другие непостоянны в пределах одной СЗ по простиранию и

меняются во времени и зависят от вязкости разрушаемого слоя, скорости деформации и особенностей динамического состояния разрывных систем.

3. Эволюция внутренней структуры СЗ представляет собой синергетический процесс последовательной смены трех стадий или трех структурных уровней деформации с характерным для каждого из них набором разномасштабных разрывных нарушений и вычленяемых ими блоков, обладающих свойствами самоподобия. Определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации систем разрывных нарушений.

4. Системы разрывных нарушений, охваченных самоорганизацией, представляют собой особый класс динамических структур, именуемых «разрывными диссипативными структурами (РДС)» [4, 5]. В условиях прогрессирующей деформации кооперативное поведение разрывных нарушений в РДС через механизм последовательной сегментации обеспечивает накопление в их пределах аномально высоких напряжений и их последующую разрядку. Количественными критериями выявления процессов самоорганизации и выделения РДС являются характерные вариации информационной энтропии, фрактальной размерности и других количественных структурных и динамических параметров разрывов.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 536 с.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск. Наука. 2005. 293 с.
3. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
4. Борняков С.А. Динамические критерии самоорганизации систем разрывов в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Доклады РАН. 2008. Т. 420, №6. С. 822-824.
5. Борняков С.А., Черемных А.В., Трусков В.А. Диссипативные структуры зон разломов и критерии их диагностики (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика. 2008. Т.49, № 2. С. 179-187.

Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах и трансформных разломах океанической литосферы

А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин

Музей землеведения МГУ, г. Москва, edubin08@rambler.ru

В пределах спрединговых хребтов имеется большое разнообразие типов морфотектонических структур, разбивающих ось спрединга на отдельные сегменты разных масштабных уровней. К ним относятся тройные соединения (ТС), трансформные разломы (ТР), крупные и небольшие перекрытия центров спрединга (ПЦС), нетрансформные смещения (НТС) оси, изгибы оси, тектонические узлы и т.д. Такое разнообразие структур обусловлено различными скоростями спрединга, особенностями процессов аккреции и глубинного строения коры, термическим и реологическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спрединга хребта [2].

С помощью экспериментального моделирования нами исследовались процессы структурообразования в зонах растяжения и сдвига в пределах океанической литосферы. Рассматривались осевые зоны спрединговых хребтов и их поперечные нарушения типа трансформных и нетрансформных смещений осей спрединга.

В опытах использовались условия подобия и материалы, представляющие собой коллоидные системы, описанные в работе [3].

Эксперименты проводились в установке, состоящей из текстолитовой ванны с поршнем и системой внутреннего подогрева. Электро-механический привод осуществлял движение рамки с поршнем в горизонтальной плоскости с заданной скоростью.

Модельное вещество помещалось в установку и нагревалось. После достижения им необходимой температуры начиналось его охлаждение сверху вентилятором. Необходимая температура расплавленного модельного вещества поддерживалась на дне и боковых стенках в течение всего опыта. При застывании сверху на поверхности расплава образовывалась модельная литосфера, «приваренная» к поршню и противоположной стенке ванны. В ней задавалась неоднородность в виде линейной ослабленной (утоненной) зоны или с конфигурацией рифт-смещение-рифт. После этого начиналось горизонтальное растяжение модели.

Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в осевых зонах спрединговых хребтов, показало, что при растяжении хрупкого слоя литосферы происходит нарушение его сплошности и образование рифтовой трещины по механизму продвижения «бегущей» трещины. Результаты

моделирования позволили выявить качественную картину образования разломов и трещин в пределах рифтовой зоны, установить особенности сегментации рифтовой трещины, а также прояснить закономерности формирования различных структур (изгибы оси, эшелоны трещин, нетрансформные смещения, мелкие и крупные перекрытия и т.д.) в разных геодинамических условиях спрединга. Исследования с помощью экспериментов показали, что образование и развитие структур разного типа зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени от его скорости. При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, ограниченные мелкими смещениями с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область. На конфигурацию рифтовой трещины в плане, помимо толщины литосферы, оказывает влияние наклон рифтовой зоны к направлению растяжения: чем больше угол наклона, тем более выражена эшелонированность трещин. При любом типе спрединга образованию макротрещин предшествует образование продвигающегося фронта линейных микротрещин, которые нарушают верхний более хрупкий слой литосферы, формируя генеральное простирание рифтовой зоны. Это свидетельствует о том, что процесс пропагетинга трещин одновременно идет на разных масштабных уровнях [1].

Вторая группа экспериментов касалась выявления особенностей структурообразования в областях нетрансформных и трансформных нарушений рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

В экспериментах изменялись следующие параметры: 1) толщина модельной литосферы рифтовой зоны и трансформного разлома; 2) величина смещения между рифтовыми сегментами; 3) ширина зоны прогрева и поперечного смещения.

При моделировании происходило закономерное изменение картины структурообразования в зонах трансформных разломов и НТС в зависимости от длины смещения и соотношения толщин литосферы в рифтовой зоне и в зоне смещения. Последовательное изменение в модели длины смещения показало, что существуют критические величины, при которых характер разрушения литосферы и, следовательно, тип формирующихся структур изменяется. К таким величинам относятся смещения менее 1.5 см в модели, при которых нетектонизированные НТС переходят к смещениям, характеризующимся эшелонированными сдвиговыми трещинами. Другим критическим значением длины смещения в модели является смещение 5 см, при котором НТС сменяются трансформными разломами с четко выраженной сдвиговой зоной и

локализованной трансформной долиной. Это критическое смещение возникает там, где возраст литосферы, а, следовательно, и ее толщина (механическая прочность) исключают продвижение рифтовых сегментов сквозь нарушение.

Экспериментальное исследование позволило сделать вывод, что формирование структур НТС может происходить: 1) за счет продвижения неовулканических зон навстречу друг другу; 2) при локальных перескоках оси спрединга в процессе наращивания океанической коры; 3) при изначальной сегментации рифтовой трещины в процессе ее формирования.

Полученные результаты показали, что характер формирования этих структур зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева обусловленной наличием осевой магматической камеры или поднятием астеносферы (сфокусированный мантийный апвеллинг), направления растяжения и в меньшей степени от скорости растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65254.

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76-94.
2. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 293 с.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.

Моделирование напряженного состояния тектонических разломов методом конечных элементов

Е.Е. Дамаскинская, Н.Г. Томилин

Физико-технический институт РАН, г. Санкт-Петербург, kat.dama@mail.ioffe.ru

В [1] проведен статистический анализ сейсмичности по каталогам землетрясений NEIC и КФ ГС РАН. Использовался ранее сформулированный статистический критерий формирования области подготовки землетрясения [2], который базируется на двухстадийной модели разрушения горных пород [3]. С помощью данного критерия были выделены области подготовки сильных землетрясений границы Тихоокеанской плиты. Они представляют собой пространственные зоны, вытянутые вдоль разломов на сотни километров.

Для качественного объяснения полученных результатов в работе моделировалось механическое нагружение системы, имеющей геометрическую конфигурацию Тихоокеанской плиты. Карта разломов задавались по данным сайтов www.usgs.gov и www.aeic.alaska.edu. Модель является плоской, не учитывает процессы и особенности движения плиты в зоне субдукции. К модельной границе плиты прикладывается сила (направление которой можно изменять). В результате действия силы в среде возникают механические напряжения, которые вычислялись методом конечных элементов (в упругом приближении). Обнаружено, что в точках стыков Курило-Камчатского и Алеутского разломов (164° LONE, 55.5° LATN) и стыка Алеутского и разлома Королевы Шарлотты (39° LONW, 60° LATN) возникают напряжения на 2 порядка превосходящие средние напряжения в системе. Напряжения вдоль линий разломов также превышают средние (примерно на 1 порядок). Затем в модель был введен разлом Denali. При этом произошло перераспределение напряжений в системе: область повышенных (на 1.5 порядка) напряжений переместилась на разлом Denali, а область стыка Алеутского и разлома Королевы Шарлотты несколько разгрузилась (хотя напряжения здесь выше средних). Зона перенапряжений совпадает с областью эпицентра землетрясения с $M = 8.5$ (3.11.2002). Мы предполагаем, что именно существование разлома Denali привело к тому, что область эпицентра данного землетрясения на сотни километров удалена от его области подготовки.

Следующим разделом работы является построение модели, которая дает качественное физическое объяснение возникновению Хаилинского (8.03.1991, $M = 6.6$) и Олюторского (20.04.2006, $M = 7.6$) землетрясений. Особенностью этих землетрясений является то, что основной толчок произошел в асейсмичной зоне на расстоянии >500 км от области их подготовки. Было сделано предположение о существовании разлома в области Корякского нагорья. Проведено моделирование разлома из стыка Курило-Камчатской

и Алеутской дуг в область эпицентра Олюторского землетрясения. При введении предполагаемого разлома область повышенных (на 1.5–2 порядка) напряжений оказывается расположенной вдоль него, а также вдоль Алеутской дуги. Установлено, что геометрия предполагаемого разлома оказывает существенное влияние на картину перераспределения напряжений в системе. Мы полагаем, что существование разлома может быть одним из возможных объяснений передачи напряжений из области подготовки очагов Хаилинского и Олюторского землетрясений в зону их эпицентра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542)

Литература

1. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е. Особенности сейсмического режима на стыке тектонических разломов Тихоокеанской плиты. В наст. Сборнике.
2. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // ФТТ. 2005. Т. 47, № 5. С. 955-959.
3. Kuksenko V., Tomilin N., Damaskinskaya E., and Lockner D. A two-stage model of fracture of rocks // Pure Appl. Geophys. 1996. V. 146, No 2. P. 253-263.

Изучение механизмов деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента (на моделях)

А.В. Михайлова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, mikh@ifz.ru

В предлагаемой работе исследуется взаимосвязь пластических деформаций и разрушения структур в слоях, основание которого испытывает сдвигание со взбросовой или сбросовой составляющей. Начальная стадия процесса исследовалась математически, физический эксперимент позволил проследить развитие нарушений сплошности и получить поле деформаций, в результате численного моделирования были получены данные о поле напряжений в моделях выше указанных структур. Условия всех трёх типов моделирования (свойства деформируемого материала, геометрия моделей, условия нагружения) были максимально приближены друг к другу. Суммируя все результаты, можно прийти к следующим выводам. В самый начальный момент приложения нагрузки закладываются основные черты будущей структуры. В дальнейшем её развитие происходит практически унаследовано (при неизменном способе нагружения).

Можно проследить несколько стадий развития. 1 – возникновение уже в начальный момент деформирования областей: а) максимальной концентрации напряжений непосредственно над «выходом разлома» в основание слоя, б) двустороннего растяжения, где наиболее вероятно образование отрывов, в) наиболее вероятного образования сколов, где $\sigma_1 > 0$, а $\sigma_3 < 0$ и г) отсутствия условий для разрушения, так как здесь $\sigma_1 < 0$ и $\sigma_3 < 0$. В дальнейшем границы этих областей могут расширяться или сужаться, но характер и тенденции развития сохраняются. 2 – достижение предела пластичности в области максимальной концентрации напряжений, которое часто совпадает с зарождением первых трещин отрыва. Разрушение происходит в случае достижения напряжениями σ_1 предела прочности на отрыв. 3 – расширение области пластических деформаций и прорастание отрывов; иногда, при достижении напряжениями $\tau_{\max}$ предела прочности на скол, сопровождающееся возникновением первых сколов. 4 – развитие сколовых трещин из зоны повышенной концентрации напряжений в основании слоя по направлению к поверхности; возникновение второй группы сколов, развивающейся от поверхности модели из максимума меньшей величины, но уже обозначившегося на первой стадии. 5 – дальнейшее развитие трещин с объединением их в крупные разрывы и объединением двух систем трещин, прорастающих снизу и сверху, формирование характерной для данного механизма системы разрушения.

Исследованы были три типа структур: сдвиг с одновременным перемещением блока основания по вертикали в вертикальной плоскости (сдвиг с нормальным сбросом/взбросом), сдвиг по наклонной плоскости со взбросом и сдвиг по наклонной плоскости со сбросом. Характер деформирования в этих случаях определяется как основными чертами «чистого» продольного сдвига, так и «чистых» сброса и взброса. Для продольного сдвига с вертикальной плоскостью характерно отсутствие области двустороннего растяжения и симметричное расположение остальных областей (скалывания и «запрета» на разрушение). Присутствие сбросовой или взбросовой составляющей меняет эту картину. При наклонном сбросе возникает зона двустороннего растяжения, проявляются черты раздвигания, при вертикальном сбросе её величина незначительна, при наклонном взбросе – она отсутствует. Во всех случаях сразу же возникает помимо основной области концентрации напряжений у подошвы, вторая область с меньшей величиной напряжений – у поверхности, благодаря чему идёт прорастание разрывов навстречу друг другу. Описание напряжений для всех трёх типов моделей при пластическом деформировании опирается на результаты численного моделирования.

Для сравнения выбраны модели, исходные параметры которых одинаковы, нагрузка задавалась в перемещениях с учётом собственного веса. Масштаб перемещений всех трёх моделей сопоставим. Ниже даётся сравнительное описание всех трёх типов структур на разных стадиях деформирования. На стадии, когда блоки основания только пришли в движение (амплитуда подвижки $\ll 0.001\text{ m}$ – мощности слоя) в основании слоя возникает незначительная область пластических деформаций, которая по мере увеличения нагрузки расширяется и при увеличении её до 0.01 m охватывает всю центральную часть модели до поверхности. Исключение составляет сдвиг по вертикальному сместителю, где касательные напряжения ещё не достигли предела пластичности, а нормальные превзошли предел прочности на отрыв. При подвижке на $\sim 0.1\text{ m}$ слоя область пластических деформаций распространяется на 2.5 m – при наклонном сбросо-сдвиге, на 1 m – при наклонном взбросо-сдвиге и захватывают небольшую область при нормальном сбросе сдвиге. В это же время условия для развития трещин растяжения созданы при сдвиге с компонентами наклонного взброса до середины мощности слоя, при нормальном сбросо-сдвиге – до поверхности и при наклонном сбросо-сдвиге – в слое на всю мощность по высоте и на ширину двух мощностей по простиранию.

Предел прочности на скол преодолен только в подошве слоя структуры взбросо-сдвига. Наконец, при подвижке на 0.2 m все три структуры деформируются пластически, предел прочности на отрыв преодолен в центральной части слоя на всю мощность, а в модели наклонного сбросо-сдвига в объёме всего лежачего крыла. Предел прочности на скол достигнут в большем объёме структуры наклонного сбросо-сдвига, до половины мощности структуры

взбросо-сдвига и на $1/3$ мощности структуры нормального сбросо-сдвига. Таким образом, напряжения растяжения, превышающие предел прочности, имеют большее распространение в структурах наклонных сдвига-сбросов также как и касательные напряжения за пределом прочности.

Проблемы тектонофизического моделирования зоны сдвига

А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН, г.Москва, reb@ifz.ru

Считается, что структурные особенности деформирования участков земной коры, обусловленные действием механизма горизонтального сдвига, хорошо изучены. Начиная с 20-х годов прошлого века выполнено множество экспериментов на моделях из влажных глин, песка, парафина. В них Г. Клоос, В. Ридель, Э. Клоос, Д. Миид, Дж. Чаленко, М.В. Гзовский, С. Стоянов, В.Д. Парфенов, С.А. Борняков, А.В. Михайлова и др. изучали структуры разрушения и деформирования, возникающие в моделях. Результатом этих экспериментов являются наблюдения за поверхностью моделей, определяющие кулисообразное расположение трещин сдвига (R и R' -сдвиги) вдоль формирующейся зоны сдвига, появление трещин отрыва и эшелонов складок в соответствии с ориентацией осей сжатия и растяжений.

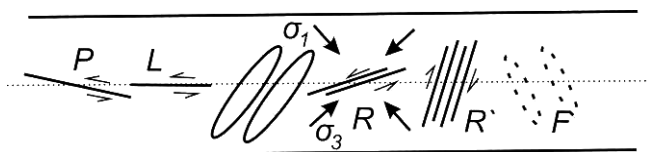


Рис. 1. Схема структур деформирования и морфологии трещин, формирующихся в зоне сдвига по работам С. Стоянова и О.Б. Гинтова. Дается ориентация главных осей напряжений, трещин сдвига в виде R - и R' -сколов, трещин отрыва T , трещин сдвига в виде P - и L -сколов, ориентация куполов складок. Штрих-пунктир — ось сдвига

Однако анализ возможной морфологии структур разрушения в глубине зоны сдвига показывает, что при физическом моделировании не выполняются условия подобия по гравитационной составляющей воздействия. Нами показано, что в случае требования выполнения подобия по хрупкому разрушению коэффициент подобия по ускорению силы тяжести должен быть порядка 10. Таким образом, для удовлетворения условия подобия по гравитационным силам в экспериментах следует использовать центрифугирование. Результаты нашего анализа показывают, что при физическом моделировании роль силы тяжести занижены почти на порядок. Фактически это предопределяет ведущую роль математического моделирования при изучении структур разрушения в осадочном чехле над блоками кристаллического фундамента, подверженных горизонтальному сдвиганию. Занижение роли силы тяжести прежде всего сказывается на морфологии структур разрушения в глубине моделей. Подобные структуры в настоящее

время удается наблюдать по результатам 3-D сейстики районов углеводородных залежей Западной Сибири (Г.Н. Гогонев, А.И. Тимурзиев и др.).

В нашей работе будут представлены результаты анализа возможной морфологии структур разрушения в глубине зоны горизонтального сдвига, сформированной в осадочном чехле при активизации разлома кристаллического фундамента. В работе [1] было показано, что модель деформирования бесконечного слоя (осадочного чехла), лежащего на блоках основания (кристаллического фундамента), движущимися горизонтально друг относительно друга (рис. 2, а), при отсутствии массовых сил отвечает задаче антиплоской деформации. Этой задаче отвечают ненулевые смещения w в направлении оси z и касательные напряжения σ_{xz} и σ_{yz} , зависящие от координат x и y . Остальные компоненты вектора смещения и тензора напряжений в задаче антиплоской деформации нулевые (рис. 2, б).

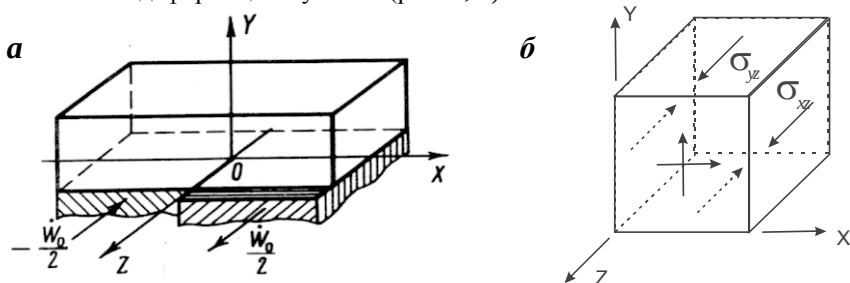


Рис. 2. Схема нагружения бесконечного в латеральном направлении плоского слоя, лежащего на двух полубесконечных жестких блоках при математическом моделировании (а) и ненулевые напряжения на гранях параллелепипеда в слое модели (б)

Этой задаче для линейной упругой (вязкой) модели среды смещения и касательные напряжения можно определять из выражения:

$$w = \frac{w_0}{\pi} \arctg \frac{sh(\pi x / 2H)}{\sin(\pi y / 2H)}, \quad \sigma_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\sin(\pi y / 2H) \operatorname{ch}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)},$$

$$\sigma_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\cos(\pi y / 2H) \operatorname{sh}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)}, \quad (1)$$

где w_0 – относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента), H – мощность слоя, а μ – модуль упругого сдвига.

Представленные выше компоненты тензора напряжений должны быть дополнены компонентами напряжений, возникновение которых обусловлено действием массовых сил – гравитационным напряженным состоянием. В выбранной системе координат эти напряжения запишутся в следующем виде:

$$\sigma_{yy} = -\rho g(H - y), \quad \sigma_{xx} = \sigma_{zz} = -q\rho g(H - y), \quad (2)$$

где ρg – удельный вес материала слоя (плотность, умноженная на ускорение силы тяжести), а q – коэффициент бокового отпора (в горном деле), меньший единицы, определяющий степень развития пластических или катакластических (трещинных) деформаций. В случае чисто упругого состояния $q = \nu/(1-\nu)$ (ν – коэффициент Пуассона), а для стадии пластического (катакластического) течения, выравнивающего все нормальные напряжения $q = 1$ [2]. В области упруго-пластического течения коэффициент q может изменяться с глубиной.

На рис. 3 представлены ориентации осей главных напряжений и плоскостей сколов, существующие вблизи оси сдвига на нескольких глубинных уровнях. Данные, использованные, для построения были получены в результате расчетов от совместного действия гравитационных напряжений и напряжений, вызванных сдвигом блоков фундамента. Величина бокового отпора q для гравитационного напряженного состояния задавалась равной 0.8 от литостатического давления. Наши расчеты опирались на упругое решение, однако оно, как показывает опыт, в основном определяет структуры разрушения на последующих стадиях деформирования. Исходя из данных этого напряженного состояния на рис. 3 построены ориентации плоскостей скалывания. При подобных построениях коэффициент внутреннего трения полагался равным 0.6, что определяет отклонение плоскостей скола от плоскостей максимальных касательных напряжений в сторону оси наибольшего сжатия на угол в 15.5° . Следует иметь в виду, что в реальности в зависимости от механических свойств конкретных материалов может реализоваться какая либо одна из систем сколовых трещин.

Непосредственно на поверхности слоя ориентация простираения R - и R' -сколов такое же как и в случае решения задачи о действии только напряжений, вызванных движениями блоков фундамента (см. рис. 1). Здесь влияние гравитационных напряжений практически отсутствует, а оси алгебраически минимального и максимального главных напряжений субгоризонтальны. Расчеты показывают, что для небольших глубин по мере удаления от оси сдвига происходит разворот простираения плоскостей скалывания, они становятся субпараллельны друг другу. С глубиной плоскости R - и R' -сколов разворачиваются, так что их простираения начинают постепенно сближаться, а угол погружения уменьшаться. Вблизи оси сдвига на глубине 0.7 Н углы между простираением этих сколов менее 20° , а ось максимального сжатия имеет угол погружения больше 70° . При этом резко растет величина сбросовой компоненты смещений и уменьшается величина сдвига. В средней по глубине части слоя простираения обеих систем сколов практически параллельны друг другу. Здесь влияние гравитационных напряжений на общее напряженное состояние максимально. Обратим внимание, что в этом диапазоне глубин ориентация оси алгебраически максимального напряжения

(главного девиаторного растяжения) остается такой же как вблизи поверхности слоя. Разный азимут погружения плоскостей каждой из систем сколовых трещин существующих в разных бортах зоны сдвига определяет винтообразную изогнутость плоскостей скалывания. Еще глубже, начиная с 0.3 Н простираения плоскостей скалывания вновь начинают расходиться, меняется угол погружения каждой из систем сколов, а ось максимального сжатия постепенно становится более пологой. Начиная с этих глубин вновь проявляется влияние напряжений от горизонтального движения блоков фундамента.

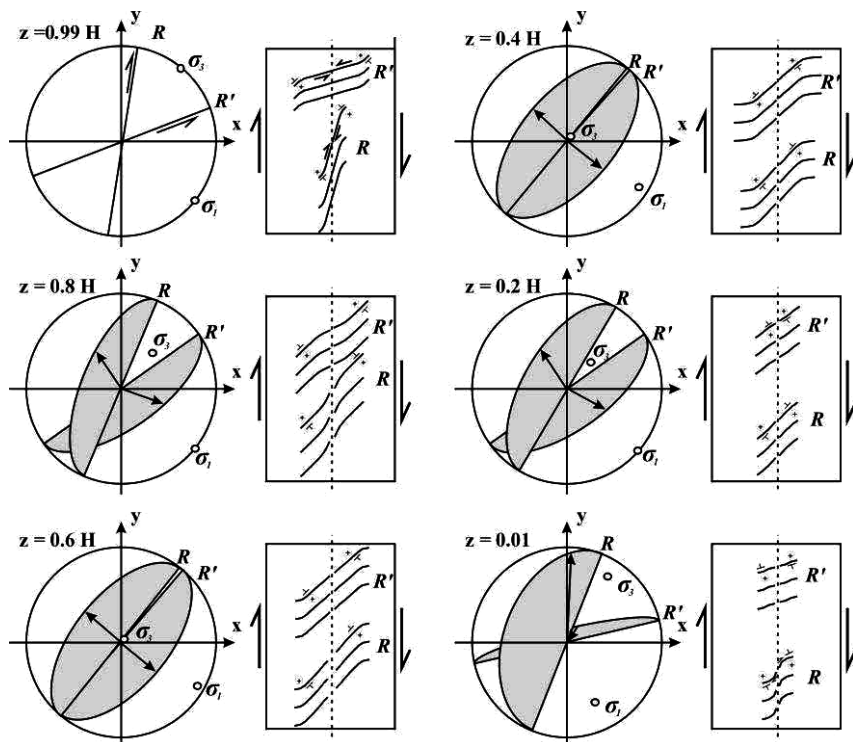


Рис. 3. Ориентации для приосевой зоны сдвига ($x = 0.01$ Н) на разных глубинных уровнях осей напряжений девиаторного сжатия и растяжения и плоскостей скалывания в проекциях на нижнюю полусферу. Рядом для каждой глубины показано изменение в плане простираения R- и R'-сколов.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Известия АН СССР. сер. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.
2. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных перемещений // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 66-73.

Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в зонах активных разломов

А.Е. Молчанов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, galagan@ifz.ru

Процессы разрушения земной коры относятся к числу важнейших проблем геомеханики. Актуальность исследования грозного природного явления диктуется тем, что разрушение приводит к крупным нарушениям сплошности земной коры и сопровождается катастрофическим землетрясением. При комплексных исследованиях геофизических полей вблизи разломных структур земной коры отсутствие достаточно показательных теоретических образов параметров сейсмотектонического процесса затрудняет правильную интерпретацию практических результатов, суживая возможность прогноза землетрясения. Для расширения возможностей интерпретации построена модель процесса разрушения земной коры и на её основе определены временные ходы и пространственное распределение главных характеристик сейсмотектонического процесса.

Предполагается, что вмещающая массивная среда находится в состоянии гравитационного литостатического сжатия и подвержена действию постоянных сил тектонического сжатия и сдвига. Разлом моделируется проникающим от дневной поверхности в глубину среды разрывом смещения. Берега разлома при сдвиге испытывают действие возрастающих с глубиной сил трения. Эти силы препятствуют относительному проскальзыванию бортов и сдерживают неограниченный рост разлома в глубину. Борта разлома остаются всегда плотно сомкнутыми. Возникновение зияющей расщелины при скольжении не допускается. Разрушение вязкоупругой неидеально хрупкой среды сопровождается процессами деформирования, разломообразования и сейсмического излучения. Очаг разрушения отождествляется с узкой зоной, примыкающей к корню разлома и прорастающей вместе с ним в глубину Земли. Принят критерий критического раскрытия, обобщенный на случай сдвиговых трещин. Учитывается зависимость от давления параметров трещиностойкости среды. Аналитическое решение краевой задачи теории упругости анализируется с позиций механики разрушения горных пород.

Процесс разрушения контролируют начальная глубина заложения разрыва, трещиностойкость среды и активное напряжение тектонического сдвига. Выяснено влияние управляющих параметров на условия зарождения разрывов, а также активизации существующего разлома, его оживления, устойчивости и движения. Нелинейное эволюционное уравнение, описывающее прорастание разломов, решается численно. Расчеты кривых миграции сейсмичности и разломообразования выполнены при различных значениях параметров. Дана

физическая интерпретация характерных периодов развития разлома, временного хода и пространственного распределения деформационных предвестников землетрясения, причин неравномерного проявления сейсмичности. Анализируются процессы устойчивого разломообразования и сопровождающей сейсмичности, реализующейся в виде роя относительно слабых землетрясений. Основное внимание уделено процессам развития разломов на этапе, предшествующем единичному катастрофическому землетрясению. Дан анализ характерных этапов процесса разрушения, начиная от зарождения и активизации разрыва, включая поведение его в период форшоковой активности и подготовки разрушения, с описанием хода соответствующих предвестников землетрясений, а также сам акт землетрясения и заключительный этап затухания сейсмической активности. Сценарии развития деформационного процесса подразделены в зависимости от соотношения уровня активных тектонических напряжений, сил трения на разрыве и трещиностойкости среды.

С единых позиций рассмотрены асейсмичные тектонические процессы регионального деформирования и крипа, а также процессы сейсмотектонического деформирования. Найдены критические значения параметров, различающие эти процессы. Основное внимание уделено сейсмотектоническим процессам в зонах сдвиговых разломов. Исследован временной ход и пространственное распределение важнейших геофизических параметров, какими являются сейсмичность, разломообразование и деформационные характеристики. Показана взаимосвязь временного хода деформаций с разломообразованием и сейсмичностью. По сути, эта связь характеризует различные стороны единого процесса разрушения среды. Отмечено, что для построения корректной деформационной модели сейсмотектонического процесса необходимо знать временной ход процесса разломообразования, либо закон миграции сейсмичности. Конкретно рассчитаны и построены временные ходы смещения и сдвиговой деформации дневной поверхности среды, а также их скорости, в удобном для сопоставления с натурными данными виде. Изучено влияние на ход деформаций тектонических напряжений, глубины проникновения начального разрыва и хрупкой прочности среды. Выявлены отличительные особенности хода деформаций при роевой сейсмичности, а также в процессах, имеющих этап единичного катастрофического землетрясения.

Показано, что длительность хода предваряющих землетрясение деформаций существенно снижается при возрастании интенсивности землетрясения. Следовательно, время подготовки крупных землетрясений весьма коротко и этот факт необходимо учитывать при прогностических исследованиях. Результаты исследования позволяют более осмысленно подходить к вопросам интерпретации натурных данных. Их необходимо учитывать при организа-

ции полевых наблюдений, в том числе связанных с прогнозом ний.

Литература

1. Молчанов А.Е. Процессы разломообразования и сейсмичность сдвиговых зон // Физика Земли. МАИК Наука. 1993. № 9. С. 12-26.
2. Молчанов А.Е. Деформационные характеристики зон сдвиговых разломов // Физика Земли. 2000. № 11. С. 40-56.

Прогноз нарушений второго порядка около концевых участков разлома, изучение связи их характеристик с региональным полем напряжений (на основе расчета локальных напряжений разных уровней в области у концов разрыва)

Д.Н. Осокина

Институт физики Земли РАН, г. Москва, osok@ifz.ru, kvasov144@sumail.ru

Задачи работы. При решении ряда задач геодинамики и структурной геологии требуется знание закономерностей развития разлома в напряженном массиве. Необходимо понимать идет ли это развитие путем роста основного разрыва или разрывов 2-го порядка, каковы характеристики последних (их природа, кинематика, ориентация) и как они зависят от места и др. условий их образования. Данные о напряжениях и областях разрушения вблизи разрыва [1, 3–5.] позволяли ожидать, что сдвиг 2-го порядка развивается на участке разрушения по линии минимума градиента кулоновых напряжений τ_c [3] поля макроуровня. В таком случае можно было ожидать, что локализация вторичных сдвигов будет определяться полем макроуровня [1, 5]. Но по данным экспериментов и геологии развитие сдвигов 2-го порядка происходит иначе – эти сдвиги, как правило, образуются в секторах растяжения, а не сжатия, где их следовало ожидать, если бы они подчинялись полю макроуровня. Эти факты заставляют предположить, что развитие нарушений 2-го порядка определяется локальным полем напряжений не макроуровня, а более низкого уровня – полем микроуровня в малой зоне у конца разрыва [2-4]. Роль этой зоны (поля микроуровня), известная в физике, должна проявляться и в геодинамике. Поэтому одной из задач данной работы стало изучение поля напряжений микроуровня и обусловленных им вторичных нарушений в малой зоне у конца разрыва. Еще одна задача работы – исследование локальных полей напряжений более высоких масштабных уровней у конца разрыва и их влияния на развитие вторичных нарушений, а также зависимостей характеристик последних от параметров исходного поля напряжений и прочностных (реологии) среды.

Исследуемые в этой работе поля напряжений 4-х масштабных уровней будем называть полями микро-, мезо-, субмакро- и макроуровня. Параметры масштаба m этих полей ($m = h / L$) равны 0.001, 0.01, 0.1, 1.25, где h – полуширина “окна расчета”, $L = 2 l$ – длина разрыва. Поле макроуровня отвечает нормальному масштабу.

Для расчета напряжений использовалось решение задачи теории упругости о плоскости, нарушенной трещиной сдвига, в условиях преобладающего внешнего сжатия [5].

Напряжения 2D поля микроуровня в малой зоне у вершины трещины.

Для расчета напряжений микроуровня вводится полярная система координат (r, θ) с полюсом в вершине трещины $z = L$ (L – длина трещины). Для малой зоны (при $r \ll L$) получаем зависимости напряжений микроуровня 2D поля $(\sigma_1^1, \sigma_2^1, \tau_{\max}^1, \tau_C^1)$ от полярного угла θ [2–4]. В эти зависимости входят также величины K_{II} , k_f , $1/\sqrt{r}$, где K_{II} – коэффициент интенсивности напряжений для трещины сдвига, k_f – коэффициент внутреннего трения [4; 7], r – радиус-вектор точки.

Разделение зоны у вершины трещины на участки по соотношению величин напряжений локального и исходного 2D поля микроуровня на примере внешнего поля одноосного сжатия. Рассмотрение соотношения величин главных напряжений локального и исходного поля $(\sigma_1^1, \sigma_2^1$ и $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01})$ позволило разделить эту зону на три участка [2–4]: а) ослабления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$); б) снижения сжатия для σ_1^1 и усиления для σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$); в) усиления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$), которые были названы участками «растяжения», «сдвигания» и «сжатия» – УРс, УСд, УСж.

Напряжения 3D поля микроуровня и нарушения 2-го порядка в малой зоне у вершины трещины на примере внешнего поля одноосного сжатия. Для каждого из участков были определены 3D поле напряжений и характеристики прогнозируемых в этом поле нарушений 2-го порядка. Для перехода к полю 3D накладывалось (напряжение σ_z на 2D поле трещины, тогда главными напряжениями 3D поля будут σ_z , σ_1^1 , σ_2^1 [1]. Поле 3D, прогнозируемые вторичные нарушения и поведение среды для участков УРс, УСд, УСж имеют разный характер [2–4]. На участке «растяжения» (УРс, $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$) в средней части, где поле 2D – двусосное растяжение, поле 3D – сбросовое ($\sigma_z = \sigma_3$), прогнозируются вторичные отрывы (раздвиги) и сбросы с простираанием вкрест разрыву ($\delta = +90^\circ$). Угол падения сброса зависит от закона прочности среды, он равен $90^\circ - \alpha_f$ (для среды с прочностью Кулона) и 45° (для среды, чье разрушение определяют напряжения $\tau_{\max}$ – среды Треска-Сен-Венана). На участке «сдвигания» (УСд, $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$), где поле 2D – растяжение-сжатие, поле 3D – сдвиговое, ожидаются вторичные сдвиги: для среды Кулона (при $k_f \approx 0.36-0.6$) – под острыми $\approx +(16-26^\circ)$ углами δ к трещине, для среды с законом прочности $\tau_{\max}$ – сдвиги, продол-

жающие трещину. На участке «сжатия» ($УСЖ$, $\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$) поле 2D – двусное сжатие, поле 3D – надвиговое, $\sigma_z = \sigma_1$. При $\tau_C \geq \tau_0$ (τ_0 – предел текучести) здесь возникают пластические деформации. На этом участке ожидаются вторичные надвиги с простиранием вкрест разрыву ($\delta = -90^\circ$) и углом падения, равным углу скалывания α_f (или 45°) для сред с законами прочности τ_C (или τ_{max}), а при некоторых условиях – складки с тем же простиранием. Из сказанного выше следует, что в ряде случаев конец трещины может совмещать три особые точки – три очага зарождения нарушений.

Было показано, что результаты разделения малой зоны у конца разрыва на 3 участка, определения на них 3D поля микроуровня и прогноза нарушений 2-го порядка [2–4], полученные для внешнего (регионального) поля одноосного сжатия, выполняются для ряда других вариантов внешнего поля, типичных для земной коры.

Сопоставление экспериментальных и натурных данных о разрывах 2-го порядка у концов основного разрыва с данными их прогноза на основе расчета показывает, что зарождение этих нарушений определяется полем напряжений микроуровня. Были рассмотрены и обобщены результаты изучения на моделях вторичных нарушений у концов «начальной» трещины при одно- или двусосном сжатии [8, 9]. Для моделей из разных материалов обнаружены общие закономерности разрушения. В хрупких и в вязкопластичных моделях возникают вторичные нарушения нескольких определенных типов. Считая модель горизонтальной, а разрыв – сдвигом, эти типы нарушений можно определить как: а) отрывы (раздвиги) и сбросы, субнормальные разрыву, – в областях растяжения; б) сдвиги под углами $10\text{--}30^\circ$ к разрыву и сдвиги, продолжающие разрыв, – в тех же областях; в) надвиги и складки, субнормальные разрыву, в областях сжатия [8, 9]. На моделях из влажной глины у концов начального сдвига обнаружены все названные типы нарушений [8]. Близкие данные приводят многие геологи (В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, С. Стоянов, К.Ж. Семинский, J.G. Ramsay, A. Nikolas и др.), по их результатам вблизи окончаний крупных сдвигов вторичные структуры растяжения (раздвиги, сбросы, сдвиги, флексуры и т.п.) наблюдаются в участках растяжения, а структуры сжатия (надвиги, взбросы, складки, содвиги и т.п.) – в участках сжатия [8 и др.].

Сопоставление разрывов 2-го порядка у конца разрыва в моделях и в земной коре с расчетными нарушениями у вершины трещины обнаруживает *соответствие* между характеристиками кинематики и ориентации нарушений из разных групп, возникших в одинаковых участках. Полученное соответствие показывает, что напряжения микроуровня у конца разлома определяют «зарождение» нарушения 2-го порядка разных типов [2–4]: они

развиваются из трещин – зародышей, возникших в разных участках малой зоны у конца разрыва.

В изученном случае (исходного поля одноосного сжатия) оба типа сдвигов отвечают УСд, отрывы и сбросы – УРс, надвиги и складки – УСж. Прогноз нарушений *в малой зоне* позволяет предсказать часть характеристик нарушения *в обычном масштабе*.

Поля напряжений более высоких уровней определяют характер развития разрывов 2-го порядка и их ориентацию. В работах [3, 4] было показано, что поля более высоких уровней определяют возможность превращения зародыша в крупный разрыв или наоборот – прекращение его роста на определенном этапе. При этом главную роль играет соотношение типов полей напряжений всех 4-х уровней [3, 4]. Если эти типы одинаковы, микроразрыв растет в поле одного типа и может стать макроразрывом. При несовпадении типа полей микро- и мезоуровня выход «зародыша» на их границу блокирует его рост – разрыв не формируется. Соотношение типов полей разных уровней у конца основного разрыва определяется характеристиками тензора напряжений внешнего поля [3, 4]. Например, для поля одноосного сжатия блокируются сбросы и отрывы и т.д. Для нескольких вариантов внешнего поля построены схемы прогноза вторичных структур в микро- и субмакромасштабах [2–4]. Таким образом поля высоких уровней контролируют характер роста разлома и его ориентацию, которая определяется ориентацией главных напряжений поля субмакро- и макроуровня.

Результаты могут быть полезны при решении прямых и обратных задач геодинамики: например, для прогноза участка, в котором возникнет новый разрыв 2-го порядка, для перебора решений при уточнении моделей очагов сильных землетрясений и т.д.

Литература

1. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 220-245.
2. Осокина Д.Н. Поле напряжений в окрестностях конца разлома как фактор, определяющий развитие нарушений второго порядка, характер роста разлома, разрушения массива и сейсмичности // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2007. Т. 2. С. 62-66.
3. Осокина Д.Н. Сейсмогенные области вторичного разрушения вблизи активного разлома и в малой зоне у его конца, связь их геометрии с полем напряжений и прочностью массива (на основе расчета кулоновых напряжений) // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2007. С. 270-278.
4. Осокина Д.Н. Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва, их взаимосвязь с региональным полем напряжений. // Тектонофизические исследования. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008.

5. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74-119.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
7. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
8. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука. 1981. 192 с.
9. Osokina D.N., Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Second rank fractures and 3D stress & strain local fields of fault with sides friction as ones development stages evidence: theory, experiment and natural examples (on the basis of «fracture-crack» and «fracture – shear zone» models study) // Geophysical Research Abstract. 2007. V. 9. P. 10465.

Особенности тепловой и механической эволюции областей коллизии (численное моделирование)

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли РАН, г. Москва, oparfenuk@ifz.ru

Изучение природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку глубины средней и нижней коры недоступны для прямых исследований. В этом отношении глубоко эродированные области древних щитов (архейских и протерозойских), характеризующиеся выходами на поверхность высокометаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур нижней и средней коры, служат неопенимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли.

Фундаментальными общими чертами строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии являются присутствие высокометаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, часто значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная слоистость и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии двух континентов, приближающихся друг к другу, один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приведут к обнажению на поверхности пород нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома вдоль поверхности надвинутого блока.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг Провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1.9 млрд. лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [1].

В предлагаемой работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытывших де-

формации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры, а также за счет дополнительной вертикальной нагрузки в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы [2]. Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала. Эксперименты с моделями массивов, искусственно составленными из многоугольных блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что энергетически более выгодной является прямоугольная форма блоков дробления материала, и в зоне локализации сдвиговой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального [3, 4]. Эти представления использованы при постановке и решении задачи по изучению движения в виде надвига вдоль разлома. Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения сохранения импульса и массы для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии. Тепловые расчеты были выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени. Система уравнений вместе с граничными условиями решалась методом конечных элементов.

Определяющая роль в реализации особенностей строения, эволюции и теплового режима коллизионных структур, сформировавшихся по механизму надвига, принадлежит основным параметрам тепловой и механической задач: скорости и продолжительности горизонтального сокращения коры, значениям вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии и их контрасту, величине угла ограничивающего надвиг разлома, скорости эрозии образовавшихся покровов, значениям теплогенерации и начальному распределению температуры. Показано, что реологическая расслоенность литосферы в зонах коллизии является основным фактором, определяющим ее тектоническую расслоенность: вязкие течения играют определяющую роль в передаче движущих сил на значительные (десятки и сотни километров) расстояния и в формировании гравитационно неустойчивых структур с углублением Мохо. Скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и очень слабое влияние на топографию углубления Мохо. Перераспределения нагрузки в ходе эрозии играет решающую роль в процессе появления на поверхности глубинных

пород, выведенных в результате надвига, и очень важную роль – в постколлизийную стадию, препятствуя размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры. Величина угла падения разлома, вдоль которого происходит надвиг при коллизии континентальной коры, влияет на формирование топографии коровых границ и рельефа поверхности [2].

По результатам расчетов показано, что основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным, достигая 250°C. т.е. на глубинах 20–40 км достигается температура, характерная для глубин 40–60 км соответственно и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени. Характерной особенностью коллизийных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизийной призмы. Изменение температуры происходит в основном в области коры, а глубже температурный профиль следует за деформациями. Так как рассматриваемая коллизийная модель является двумерной, то она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия [5].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221).

Литература

1. Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006, doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.013.
2. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперитор Канадского щита) // *Физика Земли.* 1998. № 10. С. 22–32.
3. Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // *Физика Земли.* 1986. № 1. С. 12–24.
4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
5. Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизийных надвиговых структур // *Физика Земли.* 2005. № 3. С. 68–70.

Изучение роли гравитационных неоднородностей и флюидного давления при формировании напряжений субдукционных зон по результатам численного моделирования

В.В. Погорелов, В.Н. Конешов, А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкий

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, vpogorelov@list.ru

Изучение механизма генерации напряжений крупных тектонических структур коры и литосферы является одной из главных задач тектонофизики. Одним из способов такого изучения является математическое (численное или аналитическое) моделирование напряженно-деформированного состояния. Приступая к формированию модели условий нагружения, мы с самого начала понимаем, что независимо от конкретного района, конкретной геологической структуры напряженное состояние горного массива будет складываться из напряжений, обусловленных действием массовых сил, и напряжений, формирующихся от направленных горизонтальных движений соседних блоков и плит. При этом первый фактор, который можно именовать *вертикальной тектоникой*, действует обязательно, всегда, и интенсивность формируемого им напряженного состояния определяется не только упруго-пластическими свойствами, но и скоростью вязкой и хрупкой диссипации. Горизонтальные движения – *горизонтальная тектоника* обычно связывают с движениями океанических литосферных плит, вызванных конвекцией в верхней мантии, а также с воздействием со стороны соседних микроплит континента, вызванных крупными, локальными, внутриплитовыми или мантийными явлениями. Исследование роли этих двух факторов на действующие в земной коре и литосфере поле напряжений и деформации на основе методов численного моделирования и является задачей настоящей работы. Другим важным аспектом работы являлось изучение влияния на распределение напряжений в земной коре флюидного давления, которое в разных структурных элементах субдукционной области может изменяться от гидростатических значений до литостатических на данной глубине.

В данной работе будет представлен результат расчета для модели профиля вкост острова Суматра (вблизи о. Ниас) точно такого же структурного строения рассчитывались для составляющих их областей с упруго-пластическими свойствами. Для областей земной коры нами использовалась модель упруго-пластического тела Драккер – Прагера

$$I_2 + k_f(p - p_f) = \tau_f, \quad (1)$$

а для областей верхней мантии – модель Мизеса

$$I_2 = \tau_f. \quad (2)$$

Здесь I_2 – второй инвариант тензора напряжений, k_f – коэффициент внутреннего трения, τ_f – предел текучести (внутренняя прочность), p и p_Π – соответственно всестороннее давление в твердом каркасе пород и давление флюида в трещинно-поровом пространстве. При расчетах мы попытались учесть влияние флюида за счет изменения коэффициента внутреннего трения k_f . Подобная возможность связана с тем, что в выражении предела текучести критерия Драккер – Прагера (1) основной вклад в тектоническое давление p вносит литостатическое давление горных пород p_{lt} . Это дает возможность переписать (1) в следующем виде

$$\tau \sqrt{1 + \mu_\sigma^2 / 3} + \bar{k}_f p = \tau_f \quad \text{при} \quad \bar{k}_f = k_f (1 - \lambda) \quad \text{и} \quad \lambda = p_\Pi / p_{lt}. \quad (3)$$

Нами рассчитывались напряжения для трех вариантов модельных свойств. В первом кора предполагалась сухой $\bar{k}_f = k_f = 0.5$. Во втором – в коре задавался гидростатический закон распределения флюидного давления по глубине ($p_\Pi = 0.38 p_{lt}$) – $\bar{k}_f = 0.315$. В третьем варианте различные участки коры имели разное флюидное давление. Параметры модели приведены в таблице 1. Здесь $p_\Pi = 0.74 p_{lt}$ (удвоенная гидростатика) соответствует $\bar{k}_f = 0.125$, а $p_\Pi = 0.9 p_{lt}$ (близилитостатическое) – $\bar{k}_f = 0.050$.

Поскольку основной задачей, заявленной в этой работе, являлось сопоставление вкладов в общее напряженное состояние гравитационных неоднородностей и горизонтальных плитных движений, нами осуществлялся раздельный расчет для двух задач с разными условиями нагружения для одного и того же вертикального сечения вкост желоба вблизи о. Суматра (Западный фланг Зондской субдукционной области). В первой считалось, что нижняя граница и все боковые границы сечения твердые и гладкие (нет движения по нормали границы и свободное без трения скольжение по касательной), верхняя граница, рельеф которой задавался с осреднением 10 км, свободна от нагрузки. В этой модели в качестве деформирующих усилий рассматривались массовые силы, представлявшие собой *внутренний источник нагружения*. Данный тип нагружения формирует в модели вертикальные перемещения, на порядок превышающие горизонтальные. Во второй для той же начальной конфигурации и тех же физико-механических свойств модели помимо первого типа нагружения от массовых сил задавались также и горизонтальные смещения вдоль вертикальной боковой границы, ограничивающих расчетную область со стороны Индо-Австралийско плиты юго–западнее желоба. Это модель задачи с двумя источниками нагружения: *внутренним* и *внешним*, при котором формируются горизонтальные перемещения, на порядок превышающие вертикальные. Разность напряженных состояний

от этих двух задач определит влияние горизонтальных движений на состояние литосферы.

Таблица 1. Упругие и пластические свойства областей коры и верхней мантии

№ обл.	Название области	Плотность, кг м-3	Упругость			Пластичность		
			Модуль упругости E (Па)	Коэфф. Пуассона ν	Предел текучести τ_f (Па)	коэф. внутр. трения k_f для $p_{\Pi} = 0$	Эффективный коэф. внутр. трения k_f для $p_{\Pi} = 0.38p_{\Pi}$	Эффективный коэф. внутр. трения k_f для разных значений p_{Π}
1	Кора	2500	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
2	Кора	2690	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
3	Кора	2530	1E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.315
4	Кора	2600	4E+10	0.30	5E+6	0.5	0.315	0.050
5	Кора	2900	1E+11	0.30	10E+6	0.5	0.315	0.125
6	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	2E+6	0	0	0
7	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	1.5E+6	0	0	0
9	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	3E+6	0	0	0
10	Кора	2750	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
11	Кора	3400	1,5E+8	0.30	5E+6	0.5	0.315	0.125
12	Кора	3300	1,5E+8	0.30	3E+6	0.5	0.315	0.050
13	Вода	1030	1E+9	0.50	0.1E+6	0	0	0
14	Кора	2550	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.315
15	Кора	2650	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.315
17	кора	2410	3E+10	0.25	1.5E+6	0.5	0.315	0.315

Модель вертикальной тектоники. Повышенный уровень максимальных касательных напряжений наблюдается в низах коры обеих плит, при этом наибольшие значения около 125 МПа достигаются в погруженной части океанической литосферы – слэбе. Здесь они почти втрое превышают уровень напряжений в низах субконтинентальной коры (60 МПа). По мере удаления на запад-юго-запад от оси желоба напряжения в океанической литосфере уменьшаются в три раза (около 20 МПа). Уровень максимальных касательных напряжений в 60 МПа для низов коры и средний для коры в целом в 20 МПа соответствует данным о природных напряжениях. Уровень напряжений в подкоровой литосфере менее 10 МПа.

Модель горизонтальной и вертикальной тектоники. В этой модели уровень максимальных касательных напряжений повысился в океанической

литосфере для ее погруженной части до 150 МПа, а вблизи боковой границы модели, где задавались горизонтальные смещения, до 80 МПа. В континентальной коре уровень касательных напряжений остался практически неизменным за исключением двух участков, расположенных над зоной опускания, созданной в подошве модели. В одном из них – в верхней части коры произошло резкое повышение уровня напряжений 10 до 80 МПа, а в другом – в низах коры напряжения снизились с 60 до 40 МПа.

Таким образом, если в задаче с двумя источниками нагружения задавать перемещения исходя из общепринятых представлений на вязкость коры и литосферы (время релаксации 1000 лет), то влияние горизонтальных движений на уровень девиаторных напряжений много меньше 1 кг/см^2 . Роль этих движений становится более заметной при задании смещений плиты, исходя из времени релаксации 50 000 лет (этому должна соответствовать вязкость пород земной коры порядка 10^{23} Па*сек).

В вариантах расчетов, где флюидное давление возрастает до значений, близких к литостатическому давлению (эффективный коэффициент внутреннего трения 0.05), уровни напряжения в нижних слоях коры (как океанической, так и субконтинентальной) падают примерно до 5 МПа. Эти результаты соответствуют оценкам природных напряжений для данного региона полученным в работе [2] на основе анализа сейсмологических данных. Максимальные касательные напряжения наблюдаются в погружающемся конце слэба, но более локализованы в тонкой нижней его области. Распределение давления становится более однородным. Выделяются более четкие области повышения и понижения значений в верхней мантии. Работа выполнена при поддержке РФФИ гр-ты: 06-05-64409, 06-05-64410, 06-08-01291 и 07-05-00106.

Литература

1. Погорелов В.В., Конешев В.Н., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л. Моделирование напряженного состояния Зондской сейсмоактивной области // Материалы XII международной конференции "Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения", Воронеж 18-23 сентября 2006. Изд. Воронеж. Гос. Унив. 2006. Т II. С. 105-110.
2. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т 47, № 11. Новосибирск. Гео. С. 1192-1206.

Деструкция континентальной литосферы: напряжения, вызываемые плотностными неоднородностями

Т.В. Романюк, А.В. Михайлова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, t.romanyuk@mail.ru; reb@ifz.ru

Рассматриваются результаты 2-D расчетов параметров напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями, в упругом и упруго-пластическом приближении для (1) гипотетических моделей аппроксимирующих возможные механизмы деструкции континентальной литосферы: а) деламинация (delamination), б) конвективное утонение, в) мантийная субдукция и (2) модели по профилю «Колорадо», секущему западную окраину Северной Америки на широте 38°.

Профиль «Колорадо» (длиной более 2500 км, секущий окраину континента) – демонстрирует различные степени деструкции континентальной литосферы от почти полной денудации под зоной сочленения Сьерры-Невады и Большого Бассейна (подъем астеносферы практически к подошве коры) до мощного 300 км литосферного корня под Великими равнинами, где кора и докембрийская литосферная мантия формируют единый жесткий блок. Под восточной половиной плато Колорадо скорее всего еще сохранился реликт докембрийской литосферы мощностью до 100 км. Сейсмотомографические исследования показывают высокоскоростную аномалию в верхней мантии под горами Сьерры-Невады – «мантийная капля», которая интерпретируется как тонущие (метаморфически преобразованные) фрагменты нижней коры и литосферной мантии (потерявшие механическую связь с корой). Плотностные, петрологические и температурные, а, следовательно, и реологические параметры литосферной континентальной мантии как и ее структура вдоль профиля «Колорадо» предельно контрастны.

Наиболее интересные и важные выводы по результатам моделирования напряжений сводятся к следующему:

1. Сопоставление результатов расчетов напряжений с помощью упругого и упруго-пластического подходов показало возможность аппроксимации ослабленных зон – понижением упругих свойств. Распределение главных особенностей поля напряжений слабо зависит от того, каким образом при численном моделировании устанавливается повышенная к податливость среды к деформированию за счет снижений упругой жесткости или понижением предела пластичности. Например, астеносфера в первом подходе описывается пониженными на 3–5 порядков по сравнению с корой модулями Юнга, а во втором – низким пределом пластичности при даже более высоком модуле Юнга, чем кора. В обоих случаях астеносфера характеризуется низкими модельными максимальными касательными напряжениями. Однако в тех

областях, где в вязкой модели априорно не были заданы ослабленные зоны (низкая вязкость), а в процессе расчетов получились высокие уровни напряжений, превышающие пределы пластичности в упруго-пластическом приближении, результаты существенно расходятся.

2. Расчеты для вспомогательных гипотетических обобщенных моделей деструкции континентальной литосферы показали следующее:

- Распределение главных особенностей поля напряжений в коре слабо зависит от того, каким образом аппроксимируются ослабленные зоны – пластической реологией или понижением вязкости (упругих констант);

- Введение элемента скольжения в модель может принципиально изменить картину распределения особенностей поля напряжений.

- Распределение рассчитанных напряжений в приповерхностном слое коры для всех моделей слабо зависит от вариаций параметров моделей в глубинных мантийных частях, а контролируется преимущественно свойствами коры, особенно, если в средней коре имеется ослабленный слой (Эффект «экранирования» ослабленным слоем).

3. Сопоставление величин максимальных касательных напряжений (МКН) для вспомогательных гипотетических обобщенных моделей деструкции континентальной литосферы с величинами напряжений по профилю «Колорадо» показало, что в целом уровень напряжений в литосфере по профилю в несколько раз ниже, чем для гипотетических моделей, имитирующих аналогичные ситуации. Это связано с тем, что модель по профилю соответствует реальным структурам и описывается плотностями, контролируруемыми наблюдаемым полем, а в реальности структуры вдоль профиля характеризуются высокой изостатической скомпенированностью. В гипотетических моделях контроль по гравитационному полю отсутствует.

4. Общий уровень коровых напряжений по профилю «Колорадо», вызываемых плотностными неоднородностями, практически не зависит от глубинной структуры, а в значительной степени контролируется структурой самой коры и степенью изостатического состояния региона. Во всяком случае, в напряжениях в коре не было выявлено никаких локальных особенностей, которые прослеживались бы в мантию и их можно было бы связать с плотностными мантийными неоднородностями.

5. При варьировании реологических параметров «мантийной капли», оказалось, что критическим для распределения рисунка напряжений в мантии является соотношение упругих параметров «капли» и окружающей ее мантии. В случае, когда «капля» является более жестким включением по отношению к вмещающей ее мантии (Вариант «А»), областями с самым высоким уровнем МКН оказываются внутренние части самой «капли» и область под ней, в которую капля «упирается». Если «капля» мягче окружающей ее мантии (Вариант «Б»), то МКН максимальны в боковых областях тонущей «капли» и вокруг нее и в области над ней. И внутренние области «капли», и

область непосредственно под ней в Варианте «Б» характеризуются более низкими напряжениями по сравнению с Вариантом «А».

В тонущем литосферном фрагменте неизбежны преобразования вещества. В частности, «мантийная капля» под Сьеррой-Невадой представляет собой надсубдукционные метасоматизированные породы, большинство гидратных фаз которых, включая серпентинизированные перидотиты, должны трансформироваться с выделением флюида, который, нарушая равновесие вмещающей среды, может вызвать ее мокрое частичное плавление. С другой стороны, тонущий литосферный фрагмент наводит замещающий восходящий астеносферный поток. В результате не только сам фрагмент, но и окружающие его объемы мантии оказываются вовлечены в глубокую метаморфическую переработку и частичное плавление, которые могут значительно понизить упругие параметры вещества и/или предел пластичности. Таким образом, по всем данным вариант «Б» представляется более предпочтительным.

6. Для Варианта «Б», в нижней коре и подстилающей ее верхушке верхней мантии океанической части профиля, шельфа и береговых частей континента и под Большим Бассейном получены области надлитостатического растяжения, в плане совпадающие с зоной тектонической активности системы разломов Сан-Андреас на широте профиля и играющие важную роль в процессе формирования новых оперяющих разломов. Причем область самого сильного растяжения располагается от континентального склона до разлома Сан-Андреас. Система разломов Сан-Андреас маркирует трансформную границу, по которой происходила и происходит в настоящее время релаксация относительных взаимных смещений Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Детальные исследования последних лет показали, что эта разломная система непрерывно менялась и в настоящее время представляет собой совокупность разломов различного генезиса, размеров и активности, включает в себя как современные сейсмически активные разломы, так и неактивные палео-разломы. Например, в Центральной Калифорнии наряду с главной плоскостью движений – разломом Сан-Андреас, активными системами с современной сейсмичностью являются системы разломов Хайвард и Калаверас. Система разломов Сан-Грегорио Хосгри – является одним из палео-следов главной плоскости скольжения разлома Сан-Андреас, но в настоящее время малоактивна. Тектонические реконструкции свидетельствуют о том, что разломная система Сан-Андреас заложилась примерно 29 млн. лет назад и с тех пор (1) постоянно растет в длину и (2) плоскость главных движений постоянно мигрирует на восток, вглубь континента. На начальной стадии эволюции системы разломов Сан-Андреас приблизительно 29–23 млн. лет назад плоскость главных сдвиговых смещений располагалась у современного основания континентального склона. За 29 млн. лет на широте Сан-Франциско миграция разлома на восток составила около 150 км. Механизм, путем которого проис-

ходит миграция разлома на восток, следующий. Около главной плоскости скольжения появляются оперяющие разломы, на которые постепенно переносятся движения, а старые сегменты отмирают. Фрагменты континентальной коры, отсекаемые новыми разломами от Северо-Американской плиты, «захватываются» Тихоокеанской плитой. Блоки континентальной коры как бы «увлекаются» движением подстилающей их океанической Тихоокеанской плиты, «прилипают» к ней сверху и становятся ее частью. Зоны растяжения в нижней коре играют важную роль в этом процессе. Именно в этих ослабленных зонах формируется детачмент, т.е. зона отслоения блоков верхней хрупкой коры от нижней пластичной коры и именно через эти ослабленные зоны новые оперяющие разломы «прорастают» вглубь континента.

Интересно отметить, что в течение последних 5 млн. лет на широте профиля не формируются новые оперяющие разломы и поэтому не происходит постепенной миграции сдвиговых дислокаций на восток. Однако в более южных частях разлома Сан-Андреас, в Южной Калифорнии в пустыне Мохаве усиливается сдвиговая активность на крупном боковом ответвлении от разлома Сан-Андреас – Восточно-Калифорнийской Сдвиговой зоне (ВКСЗ), переходящей в так называемую Walker Lane (WL)– зону растяжения и сдвиговой активности, расположенную между горами Сьерры-Невады и Большим Бассейном. Зона ВКСЗ+WL уже «перехватывает» на себя до 20% трансформных сдвиговых движений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами. Со временем большая часть сдвиговых трансформных движений переместиться из современной системы разломов Сан-Андреас в эту новую зону. Мы полагаем, что отсутствие зоны растяжения в нижних горизонтах коры и подкоровой литосферы под Великой Долиной и горами Сьерры-Невады препятствует плавной миграции трансформного разлома на восток и вынуждает разломную зону «обходить» этот блок. Новые оперяющие разломы «прорастают» в ту ближайшую область, где в нижней коре наличествуют зоны растяжения

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ грант 07-05-00106.

Механика деформирования и разрушения морского льда и возможности моделирования тектонических процессов

В.Н. Смирнов, И.Б. Шейкин

ГНЦ РФ Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, smimov@aari.nw.ru

При всем многообразии физических процессов в морском ледяном покрове с одной стороны и в земной коре с другой, природа этих геофизических систем имеет много общего и во многом подобна. И ледяной покров, и земная кора являются относительно тонкими твердыми оболочками на жидком основании с фазовым переходом в районе нижней границы. При этом в первом случае оболочка практически гомогенная по составу с компактной нижней границей, а во втором – гетерогенная с диффузной нижней границей. Обе оболочки имеют блочно-иерархическое строение с явно выраженной фрактальностью (структурным самоподобием) и многообразием внешних форм и динамических процессов, среди которых также имеют место некоторые аналогии, например: горообразование – образование ледяных торосов; движения по разломам – подвижки ледяных полей; складкообразование – продольно-сдвиговый изгиб ледяных пластин; землетрясения – автоколебания ледяных полей при подвижках; вековые колебания и эндогенные процессы – волны зыби, внутренние волны и динамические флуктуации уровня поверхности моря; приливные колебания и барические флуктуации.

Целью настоящего доклада является обзор некоторых результатов исследований в области геофизики морского льда и обсуждение возможности их использования в решении проблем геодинамики. В докладе представлены результаты натурных экспериментальных исследований механики деформирования и разрушения морского льда, выполненных Лабораторией Физики льда ААНИИ на дрейфующем льду Арктики и Антарктики, также как и результаты анализа сопутствующих спутниковых снимков. Для экспериментальных исследований использовались системы локальных инструментальных измерений: штанговые и проволоочные деформометры, датчики напряжений, сейсмометры, акселерометры, сейсмонаклонометры и другие приборы, а также элементы глобальной спутниковой навигационной системы. Детальное описание методики и техники измерений представлено в ряде публикаций [2-4] и в монографии [1].

Вследствие того, что гомологическая температура морского льда больше 0,9, и лед находится в сравнительно высокотемпературном состоянии, процессы его деформирования нередко сопровождаются фазовыми переходами, в результате чего при деформировании лед может проявлять свойства линейной и нелинейной упругости, запаздывающей упругости, вязкоупругости, ползучести и пластичности. При этом реология морского льда в значитель-

ной степени зависит от масштаба измерений и сезонной изменчивости температуры в полярных районах. На спутниковых изображениях можно видеть ромбовидные фрагменты ледовых образований, размеры которых изменяются от сотен метров до сотен километров (см. рисунок).

Известно, что дискретная неравновесная системы имеет множество метастабильных состояний, число которых растет с увеличением числа фрагментов. Поведение таких систем характеризуется стремлением к критическому состоянию, при котором случайная флуктуация параметров может вызвать распад структурных связей любого пространственного масштаба [8]. Однако после «катастрофы», благодаря нелинейной динамике внутренних и внешних процессов и наличию обратной связи, система вновь возвращается в пограничное состояние, характеризующееся дальнодействием и временной корреляцией событий [5, 6].

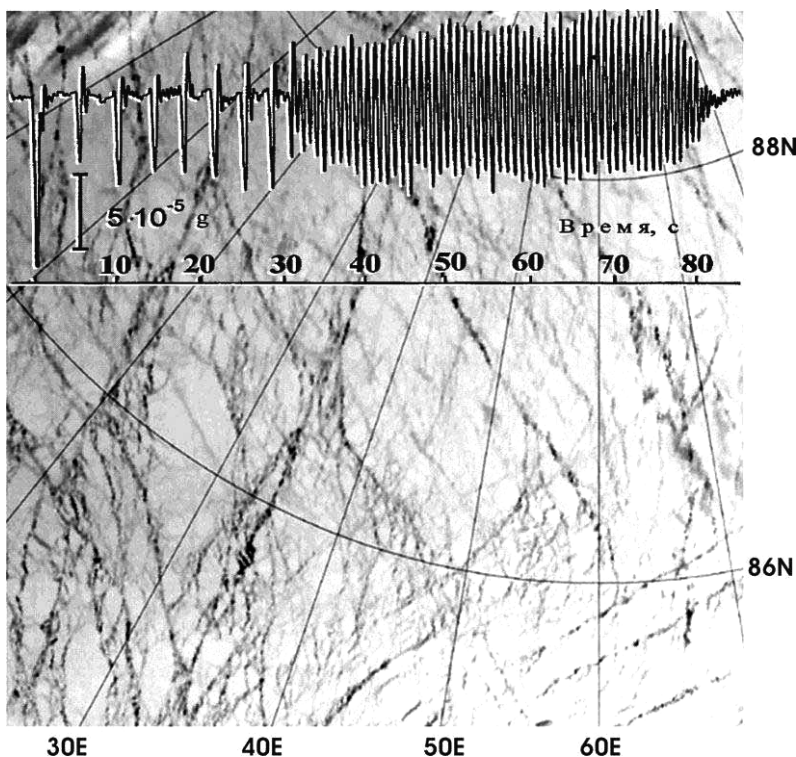


Рис. 1. Релаксационные сбросы напряжений, переходящие в автоколебания ледяного поля при подвижках на фоне спутникового снимка NOAA, 23 мая 2005 г

Изучение статистической эволюции дискретных механических систем открывает новые подходы к решению проблем геодинамики и, в частности, прогноза землетрясений [7]. Для физики критических состояний особый интерес представляют процессы, ответственные за перераспределение напряжений и деформаций. Здесь следует выделить релаксационные сбросы и автоколебания (см. рис. 1), которые поддерживаются неперiodическим внешним источником энергии, и их параметры определяются свойствами самой колебательной системы [2]. Значительные ускорения ледяных образований возникают при сравнительно кратковременных взаимодействиях ледяных полей при сжатии льдов и подвижке. Отдельные события измеренных разрушающих напряжений в ледяных полях достигают 400 КПа [1].

Таким образом, тектонофизику и геофизику морского льда можно считать смежными, а отчасти и взаимодополняющими научными направлениями, развитие которых может быть стимулировано взаимообменом идеями и технологиями. В частности, с точки зрения геодинамики геофизические модели морского ледяного покрова могут быть полезны для моделирования глубинных тектонических процессов в двумерном гомогенном приближении на уровне с заданной гомологической температурой, а морской ледяной покров можно рассматривать как крупномасштабную натурную геодинамическую лабораторию.

Литература

1. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морском льду. Л.: Гидрометиздат. 1996. 161 с.
2. Смирнов В.Н. Релаксационные автоколебания во льдах Арктики. Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука. 1987. С. 237-244
3. Smirnov V.N., Sheykin I.B. Cyclic Effects in Sea Ice. Additional Papers Submitted for the Joint POAC/OMAE Arctic/Polar Symposium April 13-18. 1997 Yokohama, Japan. P. 21-26.
4. Smirnov V.N., Sheykin I.B., Shushlebin A.I. Compressing of Sea Ice and Local Strain of Ice Field. 13th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, August 15-18, 1995 Murmansk, Russia. V. 2. P. 118-127.
5. Смирнов В.Н., Чмель А.Е., Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады РАН, 2006. Т. 410, № 5, С. 684-687.
6. Куксенко В.С. // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука. 1987. С. 12-36.
7. Садовский М.А. Автомодельность сейсмических процессов // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука. 1987. С. 6-12.
8. Садовский М.А. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. 176 с.

Численное моделирование процессов деформации в геологических средах за пределом упругости

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, yu_st@rambler.ru

В зависимости от условий нагружения, а также структуры материала (пористости, трещиноватости, минерального состава) развитие деформации за пределом упругости сопровождается различными явлениями, рис. 1. Например, в условиях растяжения быстро развиваются магистральные трещины. В условиях сдвига поведение становится более сложным, часто сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. В этом случае возможно образование крупных трещин, разломов, которым, как правило, предшествовало разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В высокопористых материалах увеличение давления приводит к дроблению зерен и сокращению порового пространства. При больших давлениях в случае плотных сред возможен переход к дислокационному механизму пластичности.

Неоднородная структура вещества, наличие блоков и нарушений приводят к сложному напряженному состоянию геологической среды. Например, при деформации в области, содержащей включения материала, механические свойства которого отличаются от свойств вмещающей среды, возможно возникновение зон действия растягивающих напряжений в условиях удаленного сдвига или неравноосного сжатия. В случае если среда находится в сильно сжатом состоянии, зоны действия таких напряжений будут малы либо возникнут лишь области «разрежения», в которых значение гидростатической части тензора напряжений будет пониженным. Принято считать, что прочность среды определяется кулоновскими напряжениями, поэтому такие зоны будут наиболее ослаблены, именно в них начнется и будет развиваться разрушение. В случае высокопористой среды ситуация может измениться на противоположную: разрушение будет инициировано в области, где величина давления выше, и сопровождаться уплотнением среды. Такой характер поведения может возникнуть в зоне разлома, где поврежденность существенно выше, чем в окружающей среде. Поэтому при изучении локализации деформации и разрушения в геологических средах важно принимать во внимание возможность реализации различных механизмов неупругой деформации.

Численное исследование процессов деформации геологических сред затрудняется множеством неопределенностей. Неоднородность структуры, геометрия и механические характеристики известны с большой погрешностью. С еще большей неопределенностью известны условия нагружения. Эти вопросы тесно переплетены между собой, т.к. сложности задания граничных



Рис. 1. Схема явлений наблюдаемых в плотных и высокопористых геологических средах при различных условиях нагружения

условий во многом определены геометрией и пространственной неоднородностью вещества. При рассмотрении развития деформации в той или иной области приходится пренебрегать основной частью структурных особенностей, а граничные условия задавать с некоторым осреднением имеющихся данных и в рамках определенных гипотез. Решение таких модельных задач позволяет дать некоторые оценки влияния тех или иных факторов на процесс деформации и выполнить проверку гипотез о действующих условиях.

Для исследования процессов деформации и разрушения использованы новые модификации моделей [1], за основу которых были приняты известные модели Друккера–Прагера–Николаевского [2], Рудницкого [3], Ди Маджио–Сандлера. Построены функции, описывающие эволюцию поверхности предельного состояния с учетом накопления повреждений и изменения пористости среды в процессе деформации.

Рассмотрены модельные задачи для области, содержащей нарушение. Показано, что в зоне нарушения с высокой пористостью и трещиноватостью деформация может развиваться по различным механизмам: как традиционно рассматриваемому механизму сдвига с разрыхлением среды, так и по механизму сдвига с уплотнением. В соответствии с этим будет иметь место сближение или раздвижение поверхностей нарушения, что может являться объяснением некоторых наблюдений в реальных геологических структурах.

Для области Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. рассмотрено влияние Чаган-Узунского блока на место инициации и развитие разрыва. Показано, что в условиях сдвига фундамента вдоль существующего разлома

ной степени зависит от масштаба измерений и сезонной изменчивости температуры в полярных районах. На спутниковых изображениях можно видеть ромбовидные фрагменты ледовых образований, размеры которых изменяются от сотен метров до сотен километров (см. рисунок).

Известно, что дискретная неравновесная системы имеет множество метастабильных состояний, число которых растет с увеличением числа фрагментов. Поведение таких систем характеризуется стремлением к критическому состоянию, при котором случайная флуктуация параметров может вызвать распад структурных связей любого пространственного масштаба [8]. Однако после «катастрофы», благодаря нелинейной динамике внутренних и внешних процессов и наличию обратной связи, система вновь возвращается в пограничное состояние, характеризующееся дальнодействием и временной корреляцией событий [5, 6].

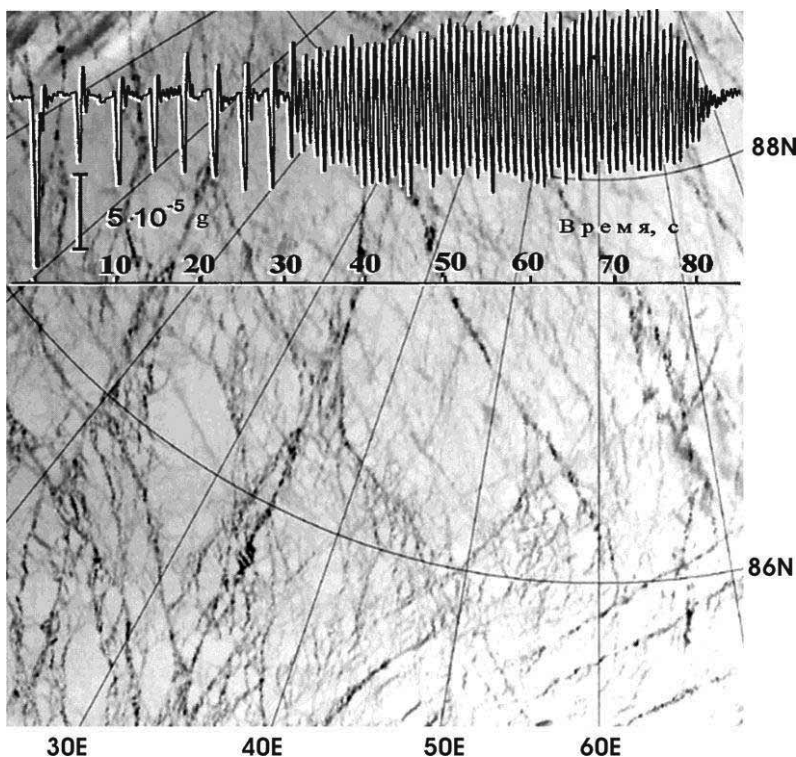


Рис. 1. Релаксационные сбросы напряжений, переходящие в автоколебания ледяного поля при подвижках на фоне спутникового снимка NOAA, 23 мая 2005 г

Математическое моделирование эволюции вязкоупругих напряжений и деформаций при росте мощности осадков. Анализ возможных спектров реализаций процесса уплотнения в зависимости от значений характеристических параметров подобия

Е.И. Суетнова

Институт физик Земли РАН, г. Москва, elena_suetnova@mail.ru

Уплотнение осадков является Базовым процессом, происходящим при формировании осадочных слоев в течении геологической истории. Геофизические исследования осадочных структур земной коры, в основном проводившиеся в прикладных целях, выявили как общие закономерности, так и особенности реализаций процесса уплотнения, Базовыми закономерностями процесса являются деформация матрицы осадков при увеличении мощности осадочного слоя, приводящая к прогрессивному падению пористости с глубиной, и рост порового давления с глубиной. На фоне этих общих закономерностей, наблюдаемые геофизическими методами градиенты падения пористости и роста порового давления с глубиной демонстрировали значительный разброс [1], который нельзя было объяснить в рамках принятого экспоненциального закона падения пористости с глубиной [2], описывающего по существу упругий характер уплотнения. Процесс накопления и уплотнения осадков, протекающий в течение геологического времени более адекватно описывается с учетом необратимых деформаций, зависящих от времени [3]. Математическое описание динамики таких деформаций основано на использовании соотношений вязкого течения матрицы осадков [4]. Процессы вязкоупругой деформации среды осадков и течения насыщающего флюида при накоплении и уплотнении осадков описываются системой дифференциальных уравнений в частных производных, с граничными условиями, отражающими процесс седиментации.

Система включает уравнения неразрывности для флюида и матрицы среды, уравнение Дарси, определяющее движение флюида относительно матрицы среды, уравнение движения вязкоупругой матрицы среды и динамическое соотношение между давлением флюида и эффективным давлением матрицы осадков.

$$\frac{\partial \rho_f m}{\partial t} + \nabla(V_f m \rho_f) = 0 ; \quad \frac{\partial \rho_s (1-m)}{\partial t} + \nabla(V_s (1-m) \rho_s) = 0 ,$$

$$V_f - V_s = -\frac{k}{\mu m} (\nabla p + \rho_f g); \quad \frac{dm}{(1-m)dt} = -\frac{m}{\eta^o} p_e - m\beta \frac{dp_e}{dt} , \quad p_e = p_{tot} - p_f ,$$

p_f – давление флюида, V_f – скорость порового флюида, V_s – скорость матрицы осадков, t – время, m – пористость, ρ_f – плотность флюида, ρ_s – плотность осадков, k – проницаемость, μ – вязкость флюида, g – ускорение силы тяжести, p_e – эффективное давление, p_{tot} – полное давление, η° – эффективная вязкость среды осадков при уплотнении [3], β – эффективная поросжимаемость осадков [5]. Граничные условия описывают ситуацию скомпенсированного осадконакопления и непроницаемость границы подошвы осадков [4]. Для численного решения система приводилась к безразмерному виду, и были выявлены критерии подобия (безразмерные нелинейные комбинации входящих физических и гидродинамических параметров задачи), от значений которых зависит поведение решения для пористости и эффективного давления во времени и по разрезу осадков [4].

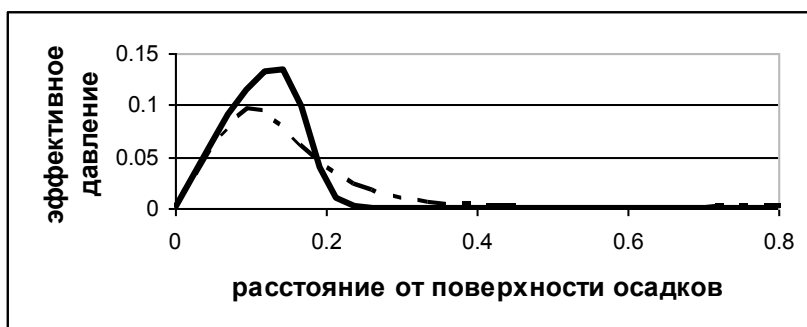


Рис. 1. Распределение эффективного давления по глубине осадков для двух различных значений механического критерия подобия D ($D = 0.002$ – сплошная линия, $D = 2$ – пунктирная линия)

Первый критерий – гидродинамический, второй – механический. Расчеты показали, что большим значениям гидродинамического критерия соответствует больший градиент роста давления флюида в осадках [6]. Механический критерий, являющийся безразмерным аналогом времени релаксации Максвелла для пористой среды, отражает эволюцию перехода от упругого режима уплотнения к вязкому в зависимости от значений физических параметров осадков [4]. На рис. 1 приведены в безразмерном виде результаты расчетов распределения эффективного давления по глубине осадков для двух различных значений механического критерия подобия D при одинаковых значениях гидродинамического критерия V ($V = 0.06$). Видно, что значение эффективного давления зависит от значения параметра подобия D . При большем значении D , эффективное давление оказывается меньше для одинаковых значений гидродинамического параметра подобия и реальной мощности накопленных осадков. Кроме того, давление насыщающего флюида

да приближается к литостатическому на больших глубинах при большем чении D.

Таким образом, выявлено, как именно наблюдаемые различия в трендах распределения порового или эффективного давления в осадочных колонках могут отражать различия в комплексе характеристик процесса осадконакопления, от физических и гидродинамических свойств осадков, до скоростей их накопления.

Литература

1. Chilingarian, G. V., and Rieke, H. H., III. Compaction of argillaceous sediments, in Fertl, W. H. (ed), Abnormal Formation Pressures. Development in Petroleum Science. 1976. V. 2: Amsterdam, Elsevier. P. 49-100.
2. Athy L.F. Dencity, porosity and compaction of sedimentary rosks // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1930. N 14. P. 1-23.
3. Birchwood R.A. and Turcotte D.L. A unified approach to geopressuring, low-permeability zone formation, and secondary porosity generation in sedimentary basins // J. Geophys. Res. 1994. 99. P. 20051-20058.
4. Suetnova E.I., Vasseur G. !-D modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // Earth Planet. Sci. Letters. 2000. 178. P. 373-383.
5. Баренблат Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. 1984. М.: НЕДРА. 207 с.
6. Суетнова Е.И., Чернявский В.М. О течении свободного флюида в вязкодеформируемой пористой среде с движущейся границей // Известия Российской Академии Наук, Механика жидкости и газа. 2001. № 1. С. 136-144.

Моделирование тектонических процессов, используя ледовый покров озера Байкал (результаты светодальномерных и GPS измерений)

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, Е.В. Бойко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, TimofeevVY@ipgg.nsc.ru

Ледовый покров озера Байкал можно рассматривать, как аналог земной коры с блоковой структурой разделенной магистральными трещинами (разломами). Процессы накопления деформаций и разрушения в зонах трещин протекают быстро (несколько суток), что позволяет изучать процесс в динамике. Задачи исследований можно сформулировать таким образом: изучение движения твердых плит, выделение свободных колебаний плит, изучение процесса накопления деформаций и разрыва на границах плит, выделение приливных и сейшевых смещений ледовых полей озера Байкал. Решение поставленных задач проводилось на экспериментальном материале, полученном методами GPS и светодальномерных измерений за три сезона зимних экспедиций на льду оз. Байкал (2006, 2007, 2008 гг). Площадь озера Байкал составляет 20000 км², длина береговой линии 2000 км, глубина в южной части до 1400 м, в средней части до 1600 м и в северной части до 800 м. Зимний период достигает 180 и более дней, ледовый покров устанавливается в период с декабря-января по апрель-май. Мощность ледового покрова обычно около 1 м. Типичными трещинами, покрывающими ледовый покров, являются трещины окаймляющие озеро по периметру, а также системы трещин пересекающих озеро в определенных частях [1]. На системе станковых трещин ежегодно простирающихся от района Листвянка-Коты на восток проводились измерения в 2006, 2007 и 2008 гг. [2, 3]. Размеры ледовых полей озера Байкал составляют от сотен метров до десятков километров. Соотношение размер-толщина позволяет предполагать аналогию с земной корой, расположенной на вязком основании. Силы движущие ледовые пластины – это ветер, течения в озере Байкал и температурные вариации. Измерения движений ледовых полей проводились ежегодно в феврале-марте. Использовались двухчастотные светодальномеры типа ТОПАЗ СП2. Проведение измерений при отрицательных температурах (от -10 градусов до -25 градусов) в безветренную погоду позволили достигать погрешности 0.1-0.3 мм на базах до километра. Измерениям на льду озера предшествовали технологические измерения в зимний период в районе сейсмостанции Талая в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. На время ежегодных измерений штативы с приборами вмораживались в лёд. Технология измерений с приёмниками космической геодезии (TRIMBLE 4700) была различной, с опорой на иркутскую станцию IRKT мировой сети IGS либо с заложением временной

опорной станции на берегу озера. Погрешность GPS измерений составляла несколько миллиметров. Измерениям на льду предшествовали измерения при температурах до -30 градусов в районе сейсмостанции Талая, где исследуются сезонные вариации по линии Талая – Иркутск. Климатические условия образования ледового покрова и его динамики в течение трёх лет отличались значительными особенностями. Если в течение первых двух лет наблюдались значительные отрицательные температуры, периоды сильной ветреной погоды и резкие подвижки льда, сопровождающиеся ежесуточными разрывами станковых трещин, то последний год характерен относительно теплой погодой и очень слабой подвижностью ледового покрова. Измерения 2007 года совпали с периодом усиления сейсмической активности в котловине озера в районе острова Ольхон.

В период экспедиции 2006 года светодальномерные измерения на треугольной сети в зоне станowego многокилометрового разрыва позволили получить запись собственных колебаний ледовых плит с амплитудами до 12 мм после разрыва по трещине. Периоды колебаний составили 0,8, 2 и 5–минут. Использование теории образования таких колебаний в одномерном случае [4, 5, 6] и экспериментальных данных позволили определить упругие модули для льда ($E = 5 \cdot 10^9$ Па) [7, 8]. Также проведены энергетические оценки процесса разрыва (магнитуда $M = 1 \div 2$). Эти процессы регистрируются в зимний период на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал. Попытки искусственного инициирования разрыва слабыми зарядами на многокилометровой трещине оказались безуспешными. Исследования затухания собственных колебаний плит позволило провести оценку вязкости льда $10^{11} \div 10^{12}$ Па·с [8, 9, 10]. Оценки скоростей накопления деформаций в приразрывной части оказались на уровне нескольких единиц четвертого знака за 8 часов, что на суточных интервалах закономерно приводит к разрушению материала.

Смещение ледовых плит относительно друг друга аналогично задаче накопления деформаций на разломе при разной глубине зоны зацепления. Эти явления наблюдались при измерениях, так скорости относительного смещения на датчиках, установленных в 1 м от разрыва и в сотнях метрах часто значительно различаются. Подобный парадокс, т.е. усиление скоростей накопления деформаций в приразломной зоне известен. Например, скорости деформирования по данным космической геодезии в Байкальской рифтовой зоне составляют $5 \cdot 10^{-8}$, а скорости, наблюдаемые деформографами в штольне сейсмостанции Талая оказываются на уровне $5 \cdot 10^{-7}$ [11, 12]. Разлом, разделяющий Сибирскую платформу и Байкальскую рифтовую зону, простирается в нескольких километрах северней сейсмостанции Талая. Смещения ледовых полей относительно берегов составляют до 0,5 м в сутки, наблюдаются как линейные, так вращательные перемещения. Процессы землетрясений в зоне озера в 2007 году сопровождались 3D смещениями ледовых полей в несколь-

ко сантиметров. Период слабых движений в марте 2008 года позволил получить запись приливных и сейшевых колебаний ледовых полей. Выделенный период основной сейши озера Байкал – 4.7 часов хорошо соответствует наблюдениям за водным уровнем озера и теоретическим расчётам [13]. Исследования выполнены в рамках ИП СО РАН № 27 и при поддержке гранта РФФИ 07-05-00077.

Литература

1. Атлас Байкала. Москва. РАН. 1993. 160 с.
2. Добрецов Н.Л. и др. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // Доклады РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 1-5.
3. Timofeev V.Y., Ardyukov D.G. Snow-ice field motion at Baikal Lake by geodimeter and GPS observations. // Abstract, International Symposium on Snow Science, International Glaciological Society, Moscow, Russia, 3-7 September 2007, Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow State University.
4. Медведев Н.И. «Механико-математические модели по геодезическим данным: нераспространяющиеся колебания в земной коре», диссертация кандидата технических наук. Южно-Сахалинск. 2006. 112 с.
5. Гусева Т.В. и др. Короткопериодные упругие деформации приповерхностных частей земной коры по данным геофизических измерений. // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1979. № 7.
6. Nur A. Nonuniform Friction as a Physical Basis for Earthquake Mechanics: a Review // Proc. of Conference 2 Experimental Studies of Rock Friction Prediction. – California: 1977. Menlo Park, P. 241-254.
7. Лёд и снег. Свойства, процессы, использование. Ред. У.Д. Кингери. М.: Мир. 1966. С. 480.
8. Паундер Э. Физика льда. М.: Мир. 1967. 189 с.
9. Савельев Б.А., Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых гонных пород. М.: Изд. МГУ. 1971. 507 с.
10. Petrenko V.E., Whitworth R.W. Physics of Ice. N.Y.: Oxford. Univ. Press. 2002. 392 p.
11. Саньков В.А., и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 422-430.
12. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Грибанова Е.И. Вариации наклонов и деформаций в БРЗ // ГЕО-СИБИРЬ, Сборник материалов III Межд. научного конгресса, Т. 3. Новосибирск: СГГА. 2007 С. 284-289
13. Фёдоров В.Н. Изменчивость уровня озера Байкал. Новосибирск. Наука СО. 1981. 96 с.

Моделирование тектонических напряжений в структурах Гузаксайского грабена

М.К. Турапов, М.О. Сулейманов, Н.Ю. Дулабова

Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан, mineral@cu.uz

1. Гузаксайский грабен расположен в восточной части Чадакского рудного поля и протягивается с севера на юг охватывая площади рудных участков Мазар, Боматсай, месторождения Гузаксай. Граничными структурами грабена являются Гузаксайский и Акбулак-Каракутанские разломы, которые на севере сближены до 1000 м, на юг они расходятся до 3000 м. Поверхности граничных структур волнистые и осложнены субширотными разломами. Металлогенической особенностью грабена является то, что в его центральной части сформировано золоторудное месторождение Гузаксай. Пространственное распределение золотого оруденения в виде жилообразных рудных тел ограничивается граничными структурами грабена. Кроме этого сама граничная структура грабена – Гузаксайский разлом одновременно является рудораспределяющей и рудоконтролирующей. На севере от месторождения Гузаксай расположены еще два рудных участка – Баматсай и Мазар. Пространственное развитие золотого оруденения в них также контролируются граничными структурами грабена.

2. Естественно при наличии таких факторов возникает вопрос – какова роль грабена в формировании золоторудных объектов? Какова роль граничных и внутренних структур грабена в размещении золотого оруденения? Ответ на эти и другие вопросы позволили бы более конкретно раскрыть природу золоторудного процесса в Чадакском рудном поле, более достоверно определить их генетические особенности, уточнить рудоконтролирующие факторы, что позволяет повысить эффективность геологоразведочных работ. Для решения этих геологических задач был использован метод экспериментальной тектоники. В частности, моделирование структур участка земной коры, с использованием поляризационно-оптического метода [1, 2, 3, 4]. При экспериментах придерживались пяти принципам тектонофизического моделирования М.В. Гзовского [1]: подобия, селективности, сепарации, аппроксимации и статистического анализа.

3. Результат моделирования. Как известно основой модели являются структура, которая формировалась в определенном периоде геологического развития участка земной коры. При этом, из числа множеств разломов берутся те, которые были образованы до- и внутрирудном этапе и имеют непосредственное влияние на рудный процесс. Моделирование структур Гузаксайского грабена проведен в нескольких этапах, где каждому этапу соответствовал определенный масштаб структурно-тектонической основы

модели. В данном случае рассматриваем результаты моделирования, где структурно-тектоническая основа модели составлена по геологической, структурно-тектонической картам Чадакского рудного поля в масштабе 1:10000. Эксперименты проведены в нескольких вариантах: 1-й – основу модели составляет структурно-тектоническое строение грабена в дорудном этапе развития; 2-е – основу модели составляет структурно-тектоническое строение грабена в рудном этапе развития. Как показывают результаты первого варианта экспериментов тектонофизическая обстановка площади грабена во многом слабее по сравнению с внешней частью. Около 10% площади грабена находятся под воздействием умеренных величин напряжений, а остальные 90% – поля слабых напряжений с многочисленными нейтральными зонами. Во внешней части грабена господствуют умеренные и весьма умеренные величины напряжений. Таким образом, до рудообразования Гузаксайская грабеновая структура находилась в тектоническом ослабленном состоянии, несмотря на то, что вся площадь Чадакского рудного поля находилась под воздействием региональных усилий тектонического сжатия. Ключевую роль в ослаблении площади грабена сыграли: 1) пространственное положение граничных структур грабена к направлению региональных горизонтальных усилий сжатия и 2) морфология граничных структур. Во втором варианте эксперимента структурно-тектоническая основа первого варианта была осложнена нанесением элементов имитирующих серию субпараллельных диагональных разломов, которое повлекло за собой некоторое изменение напряжений как в самом грабене, так и за его пределами. Эти изменения локального характера и связаны в основном с незначительной концентрацией напряжений в участках сопряжений и пересечений разломов. Но главная тектонофизическая особенность грабена – пониженная тектоническая напряженность, сохранилась. Таким образом, осложнения грабена диагональными разломами, которые тектонически активировались в процессе рудообразования, никак не отразилась на общий фон тектонофизического состояния грабена. Они способствовали внутриграбеновому перераспределению тектонических напряжений.

4. Геодинамическая обстановка указывает на незначительную тектоническую активизацию граничных структур в виде сдвига. Сдвиг наблюдается и по диагональным разломам. Активизация разломов наблюдается не только по горизонтали, но и по вертикали. Вертикальное смещение характерно для центральной (площадь месторождения Гузаксай) и северной (участки Мазар, Бомотсай) площадей. При геодинамической обстановке, когда грабен находился под воздействием региональных усилий сжатия (деформация), грабен тектонически ослабевает и его структурные элементы приходят в движение с различной амплитудой и направлением перераспределяя тектоническую напряженность в определенной закономерности. И золоторудный процесс в геологическом пространстве протекал под влиянием определенных величин

тектонических напряжений. Размещение оруденения пространственно тяготеет к полям слабых величин напряжений и нейтральным зонам. Этим определяется тектонофизическая позиция золоторудной минерализации, которую рекомендуется использовать в качестве поисково-оценочной критерии при прогнозе и поиске.

Литература

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: АН СССР. 1963. 163 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
3. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: АН СССР. 1963. 196 с.
4. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационного оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М: Наука. 1985. С. 62-93.

Реконструкция палеонапряжений при формировании земной коры северо-восточной части Балтийского щита (численное моделирование)

В.Т. Филатова

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, filatova@geoksc.apatity.ru

Согласно существующим представлениям [2] в архее на исследуемой территории сформировалась область коллажного строения с корой континентального типа, характеризующаяся пульсационным развитием и, соответственно, относительно мобильной геодинамикой в течение всей геологической истории. Выделяются крупные архейские мегаблоки Мурманский, Кольский и Беломорский, разделённые глубинными разломами, а также Кейвская парагнейсовая структура, вложенная в структуру Кольского мегаблока [3]. В пределах Кольского мегаблока с северо-запада на юго-восток протягивается раннепротерозойский Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс, вложенный в архейский зеленокаменный пояс Терско-Аллареченский. До сих пор являются предметом дискуссий механизмы формирования земной коры в раннем докембрии. Допускаем, что в архее исследуемая область на момент завершения акреции земной коры была подвержена всестороннему тектоническому сжатию равномерно распределёнными усилиями T . Северо-восточная часть Балтийского щита представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на границе. Рассматриваемая область состоит из нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными: коэффициент Пуассона (μ) и модуль Юнга (E).

При решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод фиктивных нагрузок [1], являющийся одним из методов граничных элементов. При численном решении задавался расчётный прямоугольный контур, огибающий исследуемую область, которая по всей своей границе загружалась равномерно распределёнными единичными сжимающими усилиями T . Разломные зоны, разделяющие мегаблоки, принимаем в виде отдельных тел шириной 25–30 км. Кейвская структура также задавалась как отдельное тело. Выполненные расчёты позволили оценить величины напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy} и определить ориентацию осей главных напряжений (рис. 1), которые могли возникать в архейской континентальной плите северо-востока Балтийского щита. На фоне общего сжатия региона в земной коре одновременно могли возникать как напряжения сжатия, превышающие приложенные уси-

лия и достигающие значения $2T$, так и напряжения растяжений, щие $0.9T$.

Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует. Наиболее высокими градиентами отмечаются области развития Северо-Кольского разлома, Лапландского шва, Беломорско-Карельского тектонического шва, а также разломов в Мурманском и Кольском мегаблоках, таких как Печенгский, Цагинский, Северо-Сальнотундровский, Стрельнинско-Святоносский, Усть-Понойский. Последние являются структурами архейского возраста и их координаты не использовались при постановке задачи. Высокий градиент напряжений характерен для Кейвской структуры, восточного контакта Печенгской структуры с архейским фундаментом, долины р. Тулома и для большей части территории Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. Для разломов, систем разломов и тектонических швов характерна регулярность в направлении осей главных напряжений: по простиранию, преимущественно, фиксируются условия сжатия, а в крест простирания – условия растяжения. Такая же картина наблюдается на восточном контакте Печенгской структуры и южном контакте Кейвской структуры с архейским фундаментом. Наибольшие величины напряжений растяжений отмечаются в пределах пояса Колмозеро-Воронья и Заимандровского (Оленегорского) района. Для Колмозеро-Воронья оси растяжений ориентированы в восточном – юго-восточном направлении, а для Заимандровского района – в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. В пределах Кейвской структуры в целом наблюдаются напряжения сжатия по линии северо-запад – юго-восток при одновременных напряжениях растяжения по линии юго-запад – северо-восток. В пределах развития архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса выделяется сложная ветвящаяся сеть растяжений и сжатий различной интенсивности с общим северо-западным простиранием.

Зоны растяжений перемежаются зонами сжатия. В пределах пояса, преимущественно, зоны растяжений, также как и зоны сжатия характеризуются северо-западным простиранием. Полученная сеть растяжений-сжатий практически повторяет конфигурацию Терско-Аллареченского пояса, унаследованного впоследствии раннепротерозойской Печенгско-Варзугской рифтогенной структурой. Таким образом, на основании полученных результатов можно заключить: (1) тип тектоно-магматической активности, установившийся в регионе в позднем архее, был внутриплитный; (2) земная кора на тот период формировалась в условиях всестороннего тектонического сжатия; (3) контуры контактных границ между мегаблоками на протяжении геологической истории в основном не изменялись; (4) при формировании земной коры региона в позднем архее создавались условия, благоприятные для формирования комплементарных структур типа «сжатие-растяжение» и

синхронного формирования соответствующих магматических и метаморфических формаций.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) «Геодинамика и механизмы деформации литосферы».

Литература

1. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир. 1987. 328 с.
2. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный ранне-докембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). вып. 3 (№ 21). С. 5-18.
3. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS. 1995. 144 p.

Разломно-блоковая структура и напряженное состояние верхней коры восточного побережья озера Байкал (натурные наблюдения и моделирование)

А.В. Черемных

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Cherem@crust.irk.ru

Цель исследования состоит в выявлении взаимного влияния разломно-блоковой структуры и напряженного состояния верхней части земной коры. Полигон для исследования был выбран на восточном побережье озера Байкал, в районе Усть-Баргузинского разломного узла, т. к. верхняя часть земной коры здесь характеризуется контрастно проявленным в новейшей структуре блоковым строением. Блок, в нашем понимании, – относительно монолитный объем горных пород, ограниченный разломами определенного ранга [6], при этом активный блок перемещается по зонам разломов как единое целое.

Деформации верхней части земной коры отражены в современном рельефе, в связи с чем, при картировании разломно-блокового строения за основу была принята методика морфоструктурного районирования [2]. Для уточнения разломно-блокового строения, установленного геоморфологическими методами, было проведено сопоставление результатов морфоструктурного районирования с государственными геологическими картами. Кроме того, на основе анализа размеров блоков, выявлены зоны региональных разломов района. В результате была составлена карта, которая учитывает характерные особенности разломно-блоковой структуры верхней части земной коры [3]: 1) разноранговые блоки, отличающиеся направленностью и интенсивностью относительного перемещения на неотектоническом этапе; 2) внутриблоковые разломы, не проявленные в рельефе, в связи с тем, что являются не активными или слабо активными в новейшее время; 3) зоны региональных разломов, имеющие блоковое строение, образованное различно ориентированными локальными разрывами.

Сведения о напряженном состоянии верхней части земной коры района исследований, полученные на основе геолого-структурных методов восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений по остаточным деформациям в горных породах, свидетельствуют о широком распространении обстановок сдвига и растяжения [1, 3, 5]. При этом сдвиговое поле напряжений некоторые исследователи относят к раннеорогенному (с палеоцена до середины плиоцена), а поле растяжения – к позднеорогенному (поздний плиоцен – голоцен) этапам развития территории [1]. Систематизация всего многообразия восстановленных локальных полей напряжений относительно разноранговых разрывов территории позволила установить, что в зонах региональных разломов имеет место [3]: 1) различная ориентировка

осей главных нормальных напряжений вблизи разноразориентированных локальных разрывов; 2) изменчивость напряженного состояния в районах узлов сочленения разрывов; 3) вариации углов наклона осей главных напряжений вдоль простирания разломов.

Моделирование напряженного состояния верхней части земной коры поляризационно-оптическим методом проведено на оборудовании лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Воспроизводились ситуации, при которых главные напряжения лежали в плоскости модели. В качестве модельного материала использованы студни желатина, обладающие высокими коэффициентами оптической активности и удовлетворяющие требованиям теории подобия. Эксперименты позволили установить особенности перераспределения напряжений на концентраторах разных порядков. Ранее [7] установлено, что концентратор первого порядка – граница Сибирской платформы и Забайкальского блока – определяет региональное поле СЗ-ЮВ растяжения, характерное для Байкальского рифта. Именно в этом поле развиваются разломы, которые из-за особенности внутреннего строения своих зон, ориентировки в пространстве и характера взаимодействия (узлы сочленения) формируют локальные поля напряжений (второго и третьего порядка) с разрывной ориентировкой осей главных напряжений.

Для района исследований были воспроизведены в моделях: 1) сеть региональных разломов, образующих Усть-Баргузинский разломный узел; 2) узловое сочленение локальных разрывов наиболее характерных как для района в целом, так и для частных зон региональных разломов.

Граничные условия варьировали от опыта к опыту, так как деформация растяжения может быть вызвана различными способами внешних воздействий, наиболее вероятными из которых являются: сжатие вдоль рифта (имитация влияния Индо-Евразийской коллизии) и поперечное растяжение (имитация действия подлитосферного потока аномальной мантии) [4]. Кроме того, схема проведения экспериментов с поэтапным добавлением в модель разрывов, позволила проследить изменение напряженного состояния от простых структур к сложным их сочетаниям.

Установлено, что наиболее крупные одиночные разрывы, развиваясь в региональном поле напряжений, перераспределяют его. При этом напряженное состояние в окрестностях этих разломов, при условии их ортогональности к растяжению, в зависимости от граничных условий, значительно меняется по величине и несущественно по ориентировке осей. Однако в моделях узлов сочленения разломов происходит перераспределение напряжений, как по величине, так и по простиранию главных осей, что вызвано кооперативным поведением разломов при активизации. Еще более сложная картина наблюдается при изменении граничных условий в моделях разломных узлов локального уровня. Даже при изначальной согласованности простирания локальных разрывов и осей регионального поля напряжений часто возникают

ситуации, при которых узел разрывов активизируется в измененном региональными разрывами напряженном состоянии, что вызывает существенные вариации простираций осей главных напряжений в его пределах. Именно в моделях разломных узлов фиксируются изотропные точки – области значительной изменчивости ориентировок осей напряжений. Этим обстоятельством, по-видимому, обусловлено наблюдаемое в природе нестабильное напряженно-деформированное состояние вблизи зон сочленения разрывов. Однако все многообразие локальных полей напряжений, особенно вне узлов сочленения, объяснить сложно. Большая их часть, скорее всего, связана с особенностями реализации смещений по различно ориентированным разрывам при растяжении.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00061).

Литература

1. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 14-28.
2. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.:Наука. 1979. 171 с.
3. Черемных А.В. Региональные разломы, блоки и напряженное состояние верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 5. С. 10-17.
4. Черемных А.В. Экспериментальное исследование природы современного напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1083-1092.
5. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. 158 с.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.
7. Шерман С.И., Черемных А.В., Мирошниченко А.И. Новые данные о структуре поля напряжений Байкальской рифтовой системы (результаты моделирования) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 6. С. 803-807.

Исследования процессов возникновения и развития деформационных структур в плитных средах на примере ледового покрова озера Байкал

**Е.В. Шилько¹, С.В. Астафуров¹, А.В. Димаки¹, В.В. Ружич², Н.Г. Гранин³,
С.Г. Псахье¹**

¹ – Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, shilko@ispms.tsc.ru

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

³ – Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск

Проводимые на протяжении ряда лет экспедиционные исследования СО РАН показали, что в качестве эффективной модельной системы для изучения деформационных процессов в специфических блочных (плитных) средах, в частности, в литосфере, может рассматриваться ледовый покров озера Байкал. Многие механизмы деформации блочного ледового покрова могут быть рассматриваться как некоторые аналоги известных в геодинамике механизмов (спрединга, субдукции и других). Как показали результаты исследований, на активных границах раздела структурных элементов блочного ледового покрова происходят постоянные относительные перемещения ледовых пластин. Можно выделить два характерных режима относительных смещений:

1. «Медленные», связанные с преимущественным расхождением ледовых плит и образованием «молодого» ледового покрова.

2. Кратковременные динамические, при которых происходит быстрое схождение плит и могут формироваться (а в дальнейшем и развиваться) деформационные структуры субдукционного типа (поддвиги).

Фундаментальной причиной обоих типов «тектонических» движений является постоянное наращивание мощности ледового покрова, однако их механизмы существенно различны.

«Медленные» относительные перемещения связаны, в первую очередь, с суточными колебаниями температуры воздуха и, как следствие, с возникновением значительных температурных градиентов по толщине ледового покрова и вызываемых ими напряжений в ледовых плитах. Характер суточных смещений является крайне неравномерным и начинается с разрыва слоя молодого льда. После этого на протяжении нескольких часов имеет место расхождение ледовых пластин с постепенно уменьшающейся скоростью. Далее следует фаза «покоя», либо небольших возвратных смещений. Отметим, что амплитуды и особенности суточных смещений по границе раздела во многом определяются средней характерной температурой воздуха, а также локальными особенностями напряженно-деформированного состояния изучаемого фрагмента среды и граничными условиями.

Указанные закономерности «медленных» деформационных процессов на активных трещинах в блочном ледовом покрове позволяют провести некоторую аналогию с процессами деформационного (пассивного) рифтогенеза на дивергентных границах раздела литосферных плит, несмотря на то, что причины накопления растягивающих напряжений в ледовом покрове и земной коре являются различными.

Возникновение динамических конвергентных смещений на активных границах раздела ледовых пластин и формирование поддвигов не может быть удовлетворительно объяснено температурными градиентами в толще льда. Мониторинг смещений показал, что эти процессы, по-видимому, связаны с исчерпанием релаксационной способности механизма медленных относительных перемещений ледовых плит и, как следствие, с быстрым возрастанием внутренних напряжений в некоторых областях ледового массива и их динамической фрагментацией путем возникновения новых границ раздела (тип I), либо активизацией ранее неактивных трещин (тип II). Установлено, что динамические релаксационные явления первого типа хотя и сопровождаются большей скоростью высвобождения накопленной упругой энергии среды, однако вызывают меньшие результирующие смещения в зоне поддвига ледовых плит. Наблюдаемые различия могут быть связаны с тем, что активизация большого количества границ раздела способна вызывать существенно большие смещения в блочной среде, нежели образование новой границы.

Проведенные обследования структуры зон подвигов позволяют рассматривать их как упрощенный «механический» аналог зон субдукции в земной коре. Следует отметить, что фундаментальные причины возникновения таких деформационных структур в литосфере и ледовом покрове качественно различны. В то же время, вопрос о факторах, инициирующих субдукцию на «подготовленных» конвергентных границах в литосфере, является открытым. Одним из таких факторов может быть импульс горизонтального сжатия, в том числе динамического. Это дает основания полагать, что в специфических блочных средах, подобных ледовому покрову или земной коре, одной из возможных причин образования деформационных структур субдукционного типа являются процессы фрагментации, связанные с выделением большого количества упругой энергии.

Следует отметить, что характерные скорости деформационных процессов в ледовом покрове на несколько порядков величины выше скоростей деформаций в литосфере. Поэтому в «естественных условиях» ледовый покров демонстрирует более простую (хрупкую) реологию. Тем не менее, он может быть эффективно использован как модельная среда для качественного анализа взаимосвязи процессов возникновения и поглощения материала литосферы.