

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта

**СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.**

**ШКОЛА 2011
Т. 2**

Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара

17-21 октября 2011 г.,
г. Москва

**Москва
2011**

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2011. Т. 2 – 204 с.

В сборнике в двух томах публикуются материалы докладов второй молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом томе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции, являются методическими их следует рассматривать как теоретическую основу необходимую для современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

Ответственный редактор:
Доктор физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий

Редактор
Е.С. Лермонтова

В оформлении обложки использована фотография А.С. Григорьева (1982 г.) и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ МАССИВОВ

М.А. Гончаров

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ КАК СОЧЕТАНИЕ ПОСТУПАТЕЛЬНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ, ВРАЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ОБЪЕМОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Понятие о течении в механике сплошной среды. Если взять за основу хорошо разработанную механику сплошной среды, восходящую к временам О. Коши, то главным процессом, происходящим с этой средой, является ее *течение* (flow, stream). В случае жидкой среды (а геологическая сплошная среда в *геологическом же масштабе времени* в первом приближении ведет себя как вязкая жидкость) в этом течении участвуют все элементарные объемы жидкости – капли. При этом каждая капля подвергается воздействию *трех компонентов течения*:

Во-первых, каждая капля совершает *поступательное перемещение* (translation) в пространстве относительно некоторого неподвижного начала координат, называемых координатами Эйлера. (Например, в случае текущей реки, относительно берега.) Если говорить строго, то, поскольку даже капля жидкости, несмотря на ее малость, занимает некоторый объем пространства, то фиксируется перемещение геометрического центра этой капли (или ее центра тяжести). Но эта капля – элементарный объем жидкости – по своему размеру значительно меньше изучаемого нами объема жидкости. Поэтому, в первом приближении, эта капля может рассматриваться в координатах Эйлера как точка.

Во-вторых, каждая капля в процессе течения испытывает *вращение* (rotation) в той же системе координат Эйлера. Вероятно, каждому доводилось наблюдать за плывущими в реке небольшими удлинненными предметами (щепками и т.п.). Эти предметы (точнее, их центры) поступательно перемещаются относительно неподвижного берега и в то же время изменяют свое «простираение» (выражаясь геологическим языком), т.е. испытывают вращение. При анализе этого компонента течения мы уже не можем рассматривать каплю в качестве точки. Теперь это уже малое тело, обладающее некоторой формой (в простейшем случае кубической или шаровой). Роль вращения состоит в *минимизации* энергии. Так, при конвекции в центре ячейки имеет место как бы «жесткое» (без деформации) вращение элементарных объемов даже в случае жидкой среды (см. ниже рис. 6). Бытовой пример – наблюдение за всплывшими частицами чая в стакане: в центре стакана их взаимное расположение практически не меняется при их вращении вокруг вертикальной оси. *Турбулентные* завихрения в потоке жидкости представляют собой «вращательную» энергосберегающую добавку к сдвиговому *ламинарному* течению. Это означает, что природа «изобрела» энергосберегающее «колесо» задолго до появления человека.

В-третьих, каждая капля в процессе течения изменяет свою первоначальную форму, т.е. испытывает *деформацию*. (В простейшем случае куб превращается в параллелепипед, а шар – в эллипсоид.) В англоязычной литературе этот компонент течения обозначается термином «strain», в то время как термин «deformation» употребляется в более широком смысле, включая в себя также поступательное перемещение, вращение и изменение формы и объема. (Оставляя это на усмотрение зарубежных исследователей, заметим, что применение термина «деформация», например, к процессу течения реки или Гольфстрима, выглядит весьма экзотично.) В русскоязычной литературе к деформации относится не только изменение формы, но также уменьшение или увеличение объема. Однако последнее иногда обозначают специальным термином «дилатация» или «дилатансия».

Чтобы более строго различать два последних компонента течения – вращение и деформацию элементарного объема (капли), необходимо указать на то, что, даже при отсутствии вращения этого объема относительно координат Эйлера, его деформация выражается, в частности, в изменении первоначального угла между материальными линиями (геометрическими местами точек) этого объема (см. ниже рис. 1). Т.е. при деформации имеет место некое «внутреннее вращение» материальных линий. Чтобы отличить его от указанного выше другого компонента течения – «внешнего вращения», вводятся так называемые координаты Лагранжа. Эти координаты жестко привязаны к рассматриваемому элементарному объему, а их оси вращаются относительно координат Эйлера, как раз и отражая величину «внешнего вращения». И если последнее равно нулю (т.е. отсутствует), то одни материальные линии нашего элементарного объема вращаются (в координатах

Лагранжа) против, а другие – по часовой стрелке. В обратном же случае, когда происходит только «внешнее вращение», а деформация отсутствует, все материальные линии вращаются (в координатах Эйлера) только в одну сторону (по или против часовой стрелки); в координатах же Лагранжа никакого вращения не происходит. При сочетании двух компонентов течения – «внешнего вращения» (которое мы, как и в начале, будем ниже именовать просто «вращением») и деформации – отличие «ротационного» и «деформационного» вращения материальных линий можно выразить лишь в виде дифференциальных уравнений, которые приводятся ниже.

Углубленное понимание термина «течение», а в применении к геологической сплошной среде – «тектоническое течение» – в настоящее время назрело благодаря двум обстоятельствам.

Во-первых, весьма интенсивно развивается конвективная геодинамика, которая охватывает самые разные геосферы – от ядра до земной коры – и о которой пойдет речь ниже. Конвективное течение (или конвективный поток) – это течение в определенном направлении в координатах Эйлера.

Во-вторых, столь же интенсивно прогрессирует компьютерное моделирование в геодинамике. Оно позволяет наглядно представить тектоническое течение как сочетание поступательного перемещения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды в координатах Эйлера (см. ниже рис. 6).

Тектоническое течение. Из всего сказанного вытекает, что тектоническое течение состоит из трех компонентов – *поступательного перемещения, вращения и деформации* элементарных объемов геологической сплошной среды [Лукиянов, 1991]. Приведем в качестве примера процесс формирования и экспозиции наклонных складок. Он включает три компонента: 1) формируются сами складки в результате горизонтального укорочения слоистой толщи (*деформация*); 2) одновременно этот слоистый массив движется как целое вверх (*поступательное перемещение*) и подвергается денудации, в результате чего мы его видим на поверхности; 3) одновременно он поворачивается, и складки получают наклон, т.е. вергенцию (*вращение*).

Один или два из этих трех компонентов тектонического течения могут отсутствовать. Например, жесткий блок фундамента может только двигаться вверх, без вращения и деформации. А при формировании моноклинали может происходить только вращение слоев, без поступательного перемещения и деформации.

Поступательное перемещение и вращение отдельных объемов земной коры фиксируются общегеологическими методами. Так, анализ мощностей отложений, регистрация денудации, фиксация анти- и синклиналий – это методы регистрации вертикальных поступательных движений. Выявление шарьяжей свидетельствует о горизонтальных перемещениях. Признаки вращения вокруг горизонтальной оси – это моноклинали и вергенция складок; вращение блоков и целых континентов вокруг вертикальной оси устанавливается палеомагнитными методами. Третий же компонент тектонического течения – деформация – выявляется только методами тектонофизики.

Деформация как изменение взаимного расположения частиц элементарного объема. Уже само слово «деформация» намекает на изменение первоначальной формы тела (в том числе и элементарного объема). Для упрощения и наглядности дальнейшего изложения, мы будем изображать первоначальную форму элементарного объема в виде квадрата, а все операции с ним производить только в плоскости чертежа, т.е. осуществлять его двумерную деформацию. Двумерная (плоская) деформация таких объемов означает, что по третьей оси, перпендикулярной к плоскости чертежа, деформация отсутствует. В тектонофизике двумерные деформации – довольно частое явление. В качестве примеров можно привести образование линейных складок (отсутствие деформации вдоль их шарниров) и формирование разрывов, у которых отсутствует сдвиговая составляющая смещения.

Другое существенное упрощение – это предположение о сохранении объема рассматриваемого тела в процессе его деформации. Изменением объема можно пренебречь в случае весьма частых больших деформаций геологических тел.

Деформация – это не только изменение формы (и объема в более общем случае) тела, но и изменение взаимного расположения частиц элементарного объема. Рассмотрим это на простом примере (рис. 1).

На рис. 1, а изображен первоначальный квадрат. В результате действия одного из компонентов тектонического течения – поступательного перемещения – он меняет свое положение в пространстве, но его форма и взаимное расположение характерных точек (вершин) не меняются (рис. 1, а→б), равно как и при действии другого компонента тектонического течения – вращения по часовой стрелке (рис. 1, б→в). А вот третий компонент – деформация – изменяет как его форму (превращение

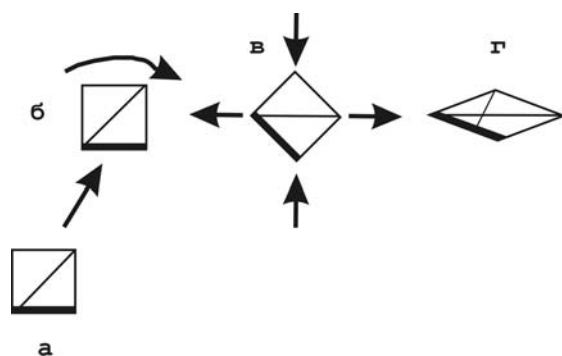


Рис. 1. Поступательное перемещение (а→б), «жесткое» вращение (б→в) и деформация (в→г) элементарного объема, участвующего в тектоническом течении. На рисунке эти процессы происходят последовательно (показано в целях простоты), в реальности они одновременны

в ромб) так и взаимное расположение вершин (рис. 1.2, в→г). Последнее выражается в искажении первоначально прямых углов между соседними сторонами. Это как раз то «внутреннее», «деформационное», вращение прямых линий, когда одни из них вращаются против, а другие – по часовой стрелке, о чем говорилось выше. Напомним, что в случае «внешнего» вращения (рис. 1, б→в) все прямые линии вращаются в одну сторону, в данном случае по часовой стрелке.

Пластическая и разрывная деформация. Обычно считается, что, по мере нарастания напряжений, упругая деформация тела переходит, по достижении напряжениями «предела текучести», в пластическую деформацию без разрыва сплошности тела, а затем, по достижении напряжениями «предела прочности», происходит разрывная деформация; это так называемое «вязкое разрушение»; так ведет себя, например, влажная глина. Если же предел прочности ниже предела упругости, то имеет место «хрупкое разрушение», минуя этап пластической деформации; простой пример – поведение стекла.

Факт деформации и механизм деформации. Пластическая деформация тела имеет два аспекта: факт деформации и механизм деформации.

Факт деформации – это изменение формы тела, т. е. изменение конфигурации его *внешних* границ. При этом, по определению, сплошность тела не нарушается.

Механизм деформации – это совокупность всех перемещений вещества *внутри* тела, обеспечивающая изменение его формы. И чем «грубее» эти перемещения, т. е. чем больше размер перемещаемых частей тела, тем меньше оснований говорить о сохранении сплошности тела. Например, если деформация осуществляется посредством направленной метаморфической перекристаллизации с формированием сланцеватости, то сплошность породы сохраняется даже после слабого удара молотка. А вот если зерна деформируются посредством скольжения вдоль плоскостей спайности, то сплошность зерен нарушается. Такое нарушение происходит при более грубом скольжении микролитонов вдоль поверхностей кливажа, при проскальзывании слоев друг относительно друга в процессе складкообразования, при смещении вдоль трещин отдельных «кусков» природного тела во время его деформации. Ю.Л. Ребецкий предложил для исследования таких явлений весьма перспективный метод «катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений» [Ребецкий, 2007].

Однако все это не означает, что следует отказаться от представления о сохранении сплошности тела при его пластической деформации. Дело в том, что нельзя говорить о деформации *вообще*: всегда следует сопоставлять два ее параметра – размер самого деформируемого тела (L) и размер (l) тех поверхностей, вдоль которых осуществляется взаимное перемещение отдельных частей тела. Здесь возможны три варианта соотношения этих параметров (рис. 2):

1. $L \gg l$. Разрывное нарушение выступает в качестве *механизма* пластической в широком смысле, т.е. остаточной, а в узком смысле катакластической, деформации, о чем говорилось выше. Таким нарушением сплошности тела (большого квадрата на рис. 2) можно пренебречь, подобно тому, как можно пренебречь явным нарушением сплошности воды при ее течении, которое имеет место на молекулярном уровне.
2. $L \sim l$. Разрывное нарушение сплошности тела (любой из средних квадратов на рис. 2) выступает в качестве *альтернативы* его пластической деформации. В качестве примера можно привести переход вверх по разрезу и (или) по простиранию взброса во флексуру.
3. $L \ll l$. Разрывное нарушение выступает в качестве *координатора* пластической деформации более мелких объемов (мелких квадратов на рис. 2) на его окончаниях. Такая деформация *компенсирует* убывание амплитуды разрывного нарушения вплоть до нуля.

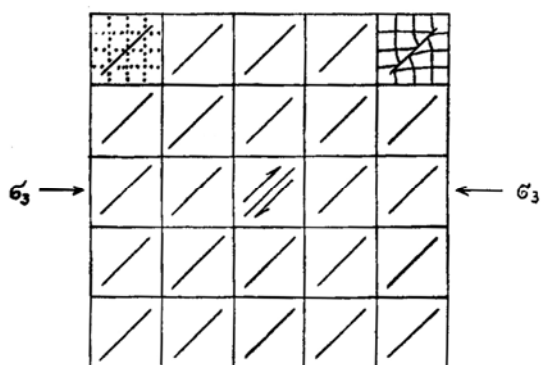


Рис. 2. Различные соотношения размера деформируемого тела и размера тех поверхностей, вдоль которых осуществляется взаимное перемещение отдельных частей тела. Пояснения в тексте

Для такого «трехвариантного» сочетания пластической и разрывной деформации характерно «иерархическое чередование»: квазиоднородная деформация в телах $L \gg l$, резко неоднородная – в более мелких составляющих их телах $L \sim l$ и снова относительно однородная в еще более мелких телах $L \ll l$. При этом *максимум* деформации имеет место в зоне динамического влияния разлома, разрыва или трещины при отсутствии деформации в разделяемых ими блоках, с обеспечением *умеренной* деформации более крупного тела, составленного из этих блоков. Другими словами, как и в рассмотренном выше случае пластической деформации, отсутствие деформации в блоках *компенсируется* значительной деформацией в межблоковом пространстве.

Еще один аспект рассматриваемой проблемы – разрывная деформация как *экстремальный* случай *неоднородности* деформации. В качестве примера на рис. 3 показан переход, вверх по восстанию слоев, неоднородной пластической деформации простого сдвига в резко неоднородную разрывную деформацию межслоевого скольжения при выклинивании кливажированного слоя глинистого сланца (серый цвет).

Здесь «хорда кливажа» (прерывистая вертикальная линия) должна быть параллельна осевой плоскости складки, поскольку она маркирует *генеральную* величину (в данном случае 45°) простого сдвига на крыле складки. Сдвиг же верхнего слоя песчаника (белый цвет) относительно нижнего слоя песчаника обозначен величиной двух верхних стрелок. В нижней части этот сдвиг рассредоточен в слое сланца (пластическая деформация), а в верхней части сосредоточен на границе пришедших в соприкосновение слоев песчаника (разрывная деформация).

Поля поступательного перемещения, вращения и деформации в механике сплошной среды. Во избежание недоразумений подчеркнем, что ТТ испытывают все *точки* сплошной среды, которые могут только перемещаться, говорить об их ВР и ДФ бессмысленно. *Элементарные объемы* могут, наряду с ПП, испытывать ВР и ДФ.

Представление геологического пространства как совокупности его элементарных объемов дает возможность ввести понятие о полях ТТ, ПП, ВР и ДФ, которые не являются независимыми. Как подчеркивает А.В. Лукьянов [1991], поле ТТ представляет собой интегральную характеристику процесса, поле ПП – характеристику последнего, осредненную для элементарного объема, состоящего из множества точек, а поля ВР и ДФ – его дифференциальную характеристику. Для простоты изложения рассмотрим двумерный случай плоско-параллельного течения в вертикальной плоскости, имеющее место, например, при формировании линейных в плане тектонических структур, когда течение вдоль их простираения отсутствует. Векторное поле ТТ – $\vec{s}(x, z)$ – считается известным, если известен вектор перемещения каждой его точки, первоначально имевшей горизонтальную координату x и вертикальную координату z . Вектор имеет горизонтальную s_x и вертикальную s_z составляющие.

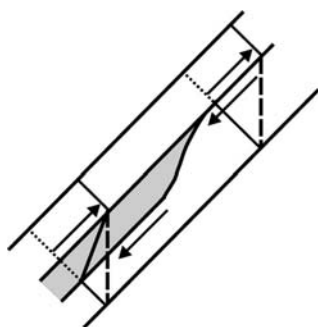


Рис. 3. Кливаж, две поверхности которого показаны на рисунке и который возник по нормали к слоистости на предскалчатом этапе горизонтального укорочения слоистой пачки, маркирует деформацию сдвига на скалчатом этапе. В слое глинистого сланца (серый цвет) деформация рассредоточена по всему слою, а при выклинивании этого слоя она полностью сосредотачивается на разделе пришедших в соприкосновение слоев песчаника (светлый цвет), проскальзывающих друг относительно друга. В результате это разрывное смещение предстает как предельный случай неоднородности деформации

Дифференцируя поле ТТ по координатам x и z и считая, в первом приближении, объем вещества, участвующего в ТТ, постоянным, можно получить поле ВР и поле ДФ:

$$\alpha(x, z) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial s_z}{\partial x} - \frac{\partial s_x}{\partial z} \right); \quad (1)$$

$$\varepsilon_{xx}(x, z) = -\varepsilon_{zz}(x, z) = \frac{\partial s_x}{\partial x} = -\frac{\partial s_z}{\partial z}; \quad (2)$$

$$\varepsilon_{xz}(x, z) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial s_x}{\partial z} + \frac{\partial s_z}{\partial x} \right); \quad (3)$$

Здесь α – угол «жесткого» поворота элементарного объема в радианах, ε_{xx} и ε_{zz} – величина деформации удлинения или укорочения этого объема вдоль соответствующих осей координат (для простейшего случая отсутствия изменения объема и плоского деформированного состояния), ε_{xz} – величина деформации сдвига в направлении оси Z вдоль плоскости, перпендикулярной к оси X .

Простой пример, иллюстрирующий смысл одной из формул (2), состоит в следующем: если фронтальная часть элементарного объема испытала большее перемещение, чем его тыловая часть, то в направлении этого перемещения объем испытал деформацию удлинения, если наоборот, – имела место деформация укорочения.

Продифференцировав равенства (1) – (3) по времени, можно получить зависимости поля скоростей ВР ω и поля скоростей ДФ ε' от поля скоростей ТТ $\vec{v}$:

$$\omega(x, z) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_z}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial z} \right); \quad (4)$$

$$\varepsilon'_{xx}(x, z) = -\varepsilon'_{zz}(x, z) = \frac{\partial v_x}{\partial x} = -\frac{\partial v_z}{\partial z}; \quad (5)$$

$$\varepsilon'_{xz}(x, z) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right); \quad (6)$$

Формулы (1) – (6) описывают соотношение ТТ, ВР и ДФ в пределах каждого элементарного объема.

Следующий вопрос – выяснение закономерностей, связывающих эти три величины в пределах геологического тела, состоящего из множества элементарных объемов.

КОМПЕНСАЦИОННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Конвективная геодинамика и структурные парагенезы. В настоящее время в геотектонике в числе прочих развиваются два перспективных направления. Одно можно назвать «конвективной геодинамикой» (по аналогии с конвективной гидродинамикой в механике сплошных сред), другое – учением о структурных парагенезах.

Конвективная геодинамика бурно развивалась в последние годы. Концепция тектоники литосферных плит стимулировала интерес к конвекции в подлитосферной мантии. Тем не менее, структурообразующая роль конвективного процесса выяснена далеко не полно, что сдерживает развитие конвективной геодинамики.

Учение о структурных парагенезах, рассматривающее сочетания структурных форм (складок, разрывов, кливажа, будинажа и пр.), возникающих в едином поле тектонических напряжений (при горизонтальном сжатии, растяжении, сдвиге и пр.), также бурно развивалось в последние годы. Однако учение о структурных парагенезах развивалось в отрыве от конвективной геодинамики. Исследования автора статьи преследовали цель ликвидировать этот отрыв [Гончаров, 1993].

Компенсационная организация тектонического течения и универсальность конвективного процесса. Каркасом всех законов и закономерностей, открытых в естественных науках, являются различные постоянные величины (константы) и «законы сохранения». Число π , гравитационная постоянная, сохранение массы и энергии – вот некоторые примеры. Среди фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики: уравнение движения Навье-Стокса, общее уравнение

переноса тепла и уравнение непрерывности – последнее, выражающее закон сохранения массы, также относится к категории констант. Это уравнение в первом приближении, соответствующем постоянству объема жидкости при ее течении, обычно выглядит так (в двумерной записи):

$$\operatorname{div} \vec{v} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{zz} = 0. \quad (7)$$

По сути, это другая форма записи уравнения (5). Она отражает тот факт, что удлинение элементарного объема в одном направлении компенсируется его укорочением в перпендикулярном направлении. Пример – укорочение слоистого массива при складкообразовании в горизонтальном направлении и его удлинение по вертикали.

Представление о компенсации не ограничивается только элементарным объемом. Компенсация прогибания земной поверхности осадконакоплением, выжимания материала из одного места нагнетанием его в другое, растяжения – сжатием, воздымания – погружением – примеры установленных частных закономерностей. На этом принципе основано построение так называемых «скомпенсированных геологических разрезов» (balanced cross-sections). Таким образом, имеются основания положить в фундамент выявления закономерностей организации ТТ закон непрерывности сплошной (геологической) среды, отраженный в (7). Это первая фундаментальная особенность организации ТТ.

Вторая фундаментальная особенность организации ТТ заключается в том, что тектонические движения и деформации определенного ранга охватывают лишь некоторую геосферу, а не все геологическое пространство [Белоусов, 1975]. Структурным выражением этой закономерности является выполаживание на глубине структур различных рангов. Так, «корни» гор и «антикорни» впадин, наиболее контрастно выраженные на границе астеносферы и литосферы, затухают к подошве астеносферы (см. ниже рис. 9). Многие структуры, выявляемые по сейсмическим и гравиметрическим данным в верхней части консолидированной коры, являются продолжением на глубину приповерхностных структур. Они затухают по мере приближения к так называемому инверсионному сейсмическому этажу, для которого характерна горизонтальная расслоенность и который располагается в средней части коры [Косминская, Павленкова, 1978]. Солянокупольные структуры затухают по мере приближения к подошве соляного комплекса. Складки также выполаживаются с глубиной, а наиболее показательны в этом отношении дисгармоничные межслойные складки.

Третья фундаментальная особенность организации ТТ – закономерное чередование областей (зон, участков) тектонического воздымания и прогибания, что находит свое выражение в перемежаемости положительных и отрицательных структур различного ранга.

Эти три фундаментальные особенности организации ТТ позволяют построить следующую схему: некоторый элементарный объем на земной поверхности в области поднятия рельефа испытывает *восходящее* перемещение (рис. 4, а). Чтобы под ним не образовалась пустота, расположенный ниже соседний объем также должен перемещаться вверх, а вслед за ним и следующий нижележащий объем. Другими словами, целая цепочка элементарных объемов перемещается вверх. Однако в нижнем конце этой цепочки найдется объем, который не смещается вверх (в противном случае мы дошли бы до центра Земли!). Это значит, что этот объем остается на месте, но, во избежание образования над ним пустоты, он удлиняется по вертикали. Однако деформация удлинения этого по вертикали неизбежно сопровождается его укорочением по горизонтали. Тем самым освобождается некоторое пространство сбоку, в которое должен сместиться, на этот раз по *горизонтали*, соседний объем. А вместе с ним (по той же логике) и вся теперь уже горизонтальная цепочка объемов перемещается по горизонтали. В тылу этой цепочки также найдется объем, расположенный под сопряженной впадиной, который по горизонтали не смещается и поэтому испытывает в этом направлении удлинение, сопровождающееся вертикальным укорочением. Это укорочение освобождает некоторое место над ним, куда вынужден опуститься вышележащий объем. Вместе с последним, по той же логике, *нисходящее* смещение испытывает целая цепочка вышерасположенных объемов. В тылу этой нисходящей цепочки находится объем, расположенный на земной поверхности в области впадины. В результате мы имеем движущуюся цепочку элементарных объемов, состоящую из трех звеньев.

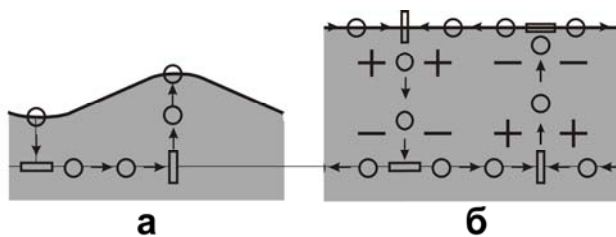


Рис. 4. Компенсационная организация тектонического течения как неизбежное следствие непрерывности геологической среды (пояснения в тексте)

Однако существует и другая ситуация, когда поднятие «расползается», например, при формировании соляного купола с образованием «карниза». В этом случае рельеф верхней границы остается горизонтальным (рис. 4, б), и мы можем распространить наши рассуждения на горизонтальную поверхность, в результате чего обнаружим еще одно – четвертое – звено цепочки, которое совершает поступательное горизонтальное смещение в горизонтальном направлении. В отличие от нижнего горизонтального звена, это смещение направлено в противоположную сторону – от оси восходящего потока к оси нисходящего потока.

Таким образом, наша цепочка естественным образом *закрывается*. Эту цепочку можно сравнить с детской каруселью, в которой все элементы взаимосвязаны и не могут двигаться *отдельно*. В этом и состоит *компенсационная организация тектонического течения* (КОТТ), представляющая собой компенсацию восходящих тектонических движений нисходящими, а поверхностных горизонтальных движений от поднятий к впадинам – глубинными горизонтальными движениями противоположного направления. В сущности говоря, такая компенсационная организация течения имеет место и при конвекции в горизонтальном слое жидкости при подогреве его снизу, и при формировании соляных куполов. Однако там мы отталкиваемся в наших рассуждениях от *причины* конвекции – инверсии плотности. Этого стандартного пути в свое время не избежал и автор в попытке построить новую (термофлюидную конвективную) концепцию геосинклинального складкообразования [Гончаров, 1979, 1988]. Здесь же (см. рис. 4) утверждается, что в геосферах Земли происходит тектоническое течение конвективного типа *независимо от причины* такого течения. То есть мы констатируем определенную *кинематику* тектонического течения, не зависящую от его *динамики*. В настоящее время мы усматриваем причину такой организации течения в инверсии плотности. Но завтра мы можем усмотреть какую-либо иную причину. А кинематика тектонического течения – его компенсационная организация – останется неизменным фундаментом наших дальнейших рассуждений на эту тему. Ибо в основе этой кинематики лежит фундаментальное свойство геологической сплошной среды – ее непрерывность.

Таким образом, при формировании положительных и отрицательных структур различного ранга имеет место компенсационная организация тектонического течения (КОТТ). Она выражается во взаимообусловленном сосуществовании парных тектонических потоков – двух вертикальных и двух горизонтальных, «закрывающих» друг друга. Оси потоков образуют в вертикальном разрезе прямоугольник, длина основания которого соответствует расстоянию между осями смежной пары растущих структур (положительной и отрицательной), а высота – мощности геосферы, охваченной ТТ. Если назвать данный прямоугольник ячейкой КОТТ, то рассматриваемая геосфера окажется разбитой на такие ячейки, причем в смежных ячейках направление вращения «карусели» будет противоположным, наподобие вращения в смежных шестернях часового механизма.

Кинематическая картина КОТТ в своих деталях есть не что иное, как картина конвекции в некотором горизонтальном слое (геосфере), включая разделение слоя на отдельные конвективные ячейки. Поэтому следующий шаг – это построение простейшей математической модели КОТТ и ее анализ для получения геологически значимых следствий.

Простейшая модель компенсационной организации тектонического течения (КОТТ). Простейшая модель КОТТ – это решение фундаментального уравнения непрерывности (7) с граничными условиями, вытекающими из двух других фундаментальных закономерностей организации ТТ. Сопряженность областей поднятия и прогибания определяет вертикальную составляющую скорости ТТ – v_z – в виде периодической функции вдоль горизонтальной оси X (в простейшем случае синусоиды). Часто принимается и это подтверждено практикой, что глубина заложения сопряженных положительных и отрицательных структур соизмерима с их шириной. Поэтому в первом приближении можно принять длину полуволны периодической функции равной мощности геосферы, в которой происходит формирование структур (рис. 5). В подошве и кровле этой геосферы v_z обращается в нуль.

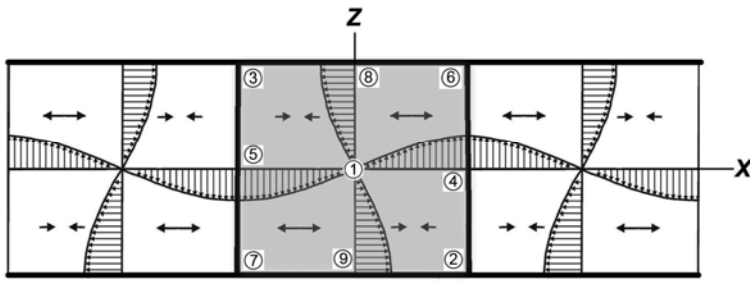


Рис. 5. Простейшая модель ячеек КОТТ в некоторой геосфере или толще (пояснения в тексте)

Решение уравнения (7), при принятых граничных условиях, в простейших периодических функциях, с точностью до постоянного слагаемого для горизонтальной составляющей скорости ТТ v_x , таково:

$$v_x = -\cos x \sin z; \quad v_z = \sin x \cos z. \quad (8)$$

Формула, справедливая для точек, участвующих в ТТ, в первом приближении справедлива и для элементарных объемов, испытывающих ПП. Оговорка о постоянном слагаемом, являющемся результатом интегрирования, необходима потому, что рассматриваемая геосфера может, например, в составе литосферной плиты участвовать в поступательном горизонтальном перемещении, что никак не влияет на все нижеследующие рассуждения, касающиеся внутриплитных процессов (в данном примере). Мощность геосферы, в которой происходит ТТ, равная длине полуволны синусоиды, принята для простоты равной π , а характерная скорость ПП v_z в точке с координатами $(\pi/2, 0)$, находящейся в центре геосферы на оси восходящего потока, принята равной 1. Начало координат отстоит на равном расстоянии от подошвы и кровли геосферы и на том же расстоянии – от осей восходящего и нисходящего потоков, располагаясь в центре квадратной в вертикальном разрезе ячейки КОТТ (см. рис. 5). Слева и справа от центральной ячейки показаны смежные ячейки с противоположным направлением вращения вещества, наподобие сцепленных смежных шестерен.

КОТТ на рис. 5 отображена в виде синусоидальных эпюр, характеризующих распределение значений горизонтальной составляющей вектора скорости ПП вдоль центральной вертикальной линии и вертикальной составляющей – вдоль центральной горизонтальной линии (т.е. v_x при $x = 0$ и v_z при $z = 0$, в соответствии с формулой (8)). Площади всех четырех «лопастей» эпюр равны, а это означает, что через каждую из четырех координатных полуосей в единицу времени «протекают» одинаковые количества вещества. Например, в правую верхнюю четверть ячейки через ось X «втекает» ровно столько вещества, сколько его «вытекает» из этой четверти ячейки через ось Z . Это и есть КОТТ в наглядном виде.

Модель (8) поля скоростей тектонического течения физически реальна, поскольку аналогичное поле скоростей течения имеет место в простейшем случае стационарной конвекции в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости со свободными (отсутствие касательных напряжений) плоскими (отсутствие вертикальных смещений) изотермическими границами, происходящей при малой надкритичности в форме линейно вытянутых в плане валов при равномерном подогреве снизу (подробнее, например, в [Гончаров, 1979]). Этот простейший случай хорошо изучен физиками, начиная с Дж.У. Рэлея, с использованием трех упомянутых фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики. Тот факт, что мы получили аналогичное поле скоростей ТТ (8), используя только одно из этих уравнений – (7), свидетельствует о решающей роли последнего в формировании названного поля скоростей.

Зная поле скоростей ПП элементарных объемов геологической среды (8), нетрудно с помощью формул (4) – (6) определить поля двух других компонент ТТ: скорости ВР этих объемов ω и скорости их ДФ ε' :

$$\omega = \cos x \cos z; \quad (9)$$

$$\varepsilon'_{xx} = -\varepsilon'_{zz} = \sin x \sin z; \quad (10)$$

$$\varepsilon'_{xz} = 0. \quad (11)$$

Равенство нулю скорости сдвига ε'_{xz} , в направлении оси Z вдоль плоскости, перпендикулярной к оси X , означает, что в каждой точке ячейки оси максимальных скоростей удлинения ε'_I и укорочения

ε'_3 ориентированы вертикально или горизонтально. В правой нижней и левой верхней четвертях ячейки происходит горизонтальное укорочение и вертикальное удлинение, в других четвертях (в шахматном порядке) – деформация противоположного направления (см. рис. 5).

Рассматриваемую ячейку КОТТ можно разбить на 9 участков, отличающихся по свойствам ТТ. На рис. 5 цифрами обозначены 9 точек, наиболее характерных для каждого из них. Анализ формул (8) – (10), направленный на выявление экстремумов соответствующих тригонометрических функций, показывает, что в центре ячейки (точка 1) сочетаются максимум скорости ВР с отсутствием ПП и ДФ. По периметру ячейки (в остальных 8 точках) скорость ВР минимальна (равна нулю). В вершинах 2, 3, 6, 7 квадратного периметра ячейки минимум (нуль) ПП сочетается с максимумом скорости ДФ. Названные вершины расположены на осях восходящего и нисходящего потоков в нижних и верхних частях последних. В средних частях этих, а также двух горизонтальных потоков (точки 4, 5, 8 и 9), наоборот, максимум скорости ПП сочетается с нулевым минимумом скорости ДФ. Если говорить только о ПП, то из формулы (8) следует, что как по горизонтали, так и по вертикали увеличение вертикальной составляющей ПП (V_z) сочетается с уменьшением его горизонтальной составляющей (V_x), и наоборот. В частности, максимуму V_z отвечает нулевой минимум V_x в точках 4 и 5, обратное соотношение имеет место в точках 8 и 9.

Таким образом, ТТ организовано компенсационно не только в виде тенденции к кругообороту вещества в ячейке, но и по соотношению компонент (ПП, ВР и ДФ) в разных участках ячейки. Пониженные значения одного из них сочетаются с повышенными значениями других. Горизонтальное сжатие в нижней части восходящего и в верхней части нисходящего потока компенсируется в шахматном порядке горизонтальным растяжением в верхней части восходящего и в нижней части нисходящего потока (см. рис. 5).

Структурная ячейка как совокупность структурных парагенезов, порожденных компенсационной организацией тектонического течения (КОТТ). В каждом из 9 названных участков ячейки КОТТ (см. рис. 5) формируется свой структурный парагенез [Гончаров, 1993]: 1 – в центре ячейки преобладает ВР при минимуме ПП и ДФ, структурный парагенез выражается в изменении наклона слоев (моноклиналь); 2 – в нижней части ячейки в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального сжатия, которая сочетается с восходящим ПП, а также ВР, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез выражен складчатостью общего смятия с кливажем или сланцеватостью осевой плоскости (прямая складчатость – на оси восходящего потока и все более наклонная по мере удаления от оси); 3 – в верхней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 2, только ПП – нисходящее; 4 – в средней части ячейки в области восходящего потока доминирует восходящее ПП при незначительной ДФ. ВР – как на двух предыдущих участках. Структурный парагенез четко не выражен, ибо это зона перехода от участка 2 с горизонтальным сжатием к участку 6 с горизонтальным растяжением; 5 – в средней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 4, только ПП – нисходящее; 6 – в верхней части ячейки в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального растяжения. Она сочетается с восходящим ПП, а также с ВР, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез выражен сбросами, грабенами и т.п.; 7 – в нижней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 6, только ПП – нисходящее. В отличие от участка 6, повышены температура и давление, чем обусловлена большая пластичность деформации (например, вместо сбросов – горизонтальная сланцеватость); 8 – в верхней части ячейки между областями восходящего и нисходящего потока доминирует горизонтальное ПП, направленное в сторону нисходящего потока, при незначительной ДФ, структурный парагенез – шарьяжи; 9 – в нижней части ячейки между областями восходящего и нисходящего потока то же, что и на участке 8, только горизонтальное ПП направлено в противоположную сторону, а из-за большей пластичности деформации здесь развиты не шарьяжи, а резко асимметричные лежащие складки («пластичные мини-шарьяжи»), характерные для 1-го этапа деформационно-метаморфического цикла [Миллер, 1982].

Различные структурные парагенезы группируются в пределах некоторой части геологического пространства достаточно закономерно, образуя сообщества – структурные рисунки [Лукиянов, 1991]. При этом структурные парагенезы в пределах структурного рисунка сочетаются по принципу «совместимости деформаций» таким образом, что весь деформируемый объем остается сплошной средой [Лукиянов, 1991]. Этому условию вполне отвечает совокупность структурных парагенезов, формирующихся в пределах ячейки КОТТ. Отличительной особенностью данного структурного рисунка является его «замкнутость» в пределах ячейки. Такой структурный рисунок может быть

назван «структурной ячейкой» [Гончаров и др., 2005]. «Замкнутость» структурного рисунка выражается в том, что в процессе ТТ в результате компенсационной организации форма ячейки остается неизменной. Она не испытывает ни ПП, ни ВР, ни ДФ. Это вынуждает структурные парагенезы внутри нее к взаимной компенсации. Другими словами, структурная ячейка – это *компенсационно организованная совокупность структурных парагенезов* [Гончаров и др., 2005].

Главную «ответственность» за возникновение структурных парагенезов несет ДФ. Именно она вынуждает элементарные объемы деформироваться, что стимулирует процесс возникновения парагенезов. Контролируют дальнейшую эволюцию структурных парагенезов другие компоненты ТТ – ПП и ВР. ПП переносит элементарные объемы из одной геодинамической обстановки в другую. Например, из участка горизонтального сжатия в участок горизонтального растяжения. ВР элементарных объемов изменяет их ориентировку в ортогональном поле скоростей ДФ, обозначенном формулой (11) (см. выше). В результате подобного действия ПП и ВР, в названных объемах совершается наложение нового структурного парагенеза на ранее возникший. Например, объем пород, приобретший на участке 7 субгоризонтальные полосчатость и сланцеватость, при перемещении на участок 9 осложняется лежащими асимметричными складками 1-й генерации. При дальнейшем перемещении на участок 2 – прямыми складками и субвертикальной сланцеватостью 2-й генерации, а в случае попадания на участок 6 – лежащими складками 3-й генерации. Такое наложение парагенезов характерно для структурной эволюции метаморфических комплексов (подробнее в [Миллер, 1982; Эз, 1985; Гончаров, 1988]).

Заканчивая описание простейшей модели КОТТ и соответствующих ей структурных парагенезов, напомним принятые нами характеристики, обеспечившие ее простоту: 1 – квадратная в вертикальном разрезе ячейка КОТТ; 2 – пластическая (без разрывов) деформация внутри ячейки; 3 – плоско-параллельное ТТ в вертикальной плоскости, дающее возможность рассматривать картину ТТ только в вертикальном разрезе; 4 – одноярусность КОТТ, ограниченного рамками одной геосферы; 5 – один ранг всех ячеек КОТТ, возникающих в геосфере.

Несмотря на простоту модели, она реальна как физически – конвекция в горизонтальном слое при однородном подогреве снизу и слабой надкритичности, так и геологически – соизмеримость ширины линейных в плане поднятий с глубиной их заложения. Более того, квадратная в вертикальном разрезе ячейка КОТТ наиболее выгодна энергетически, так как в этом случае в ее центральной части практически совершается только ВР вещества, почти без участия более энергоемких ПП и особенно ДФ (рис. 6).

Однако природа всегда многообразнее и не укладывается в жесткие рамки простых моделей. Укажем на результаты отклонения от особенностей простейшей модели.

Удлиненная по горизонтали ячейка КОТТ. Физическая и геологическая реальность такой организации ТТ показана теоретически и экспериментально [Гончаров, 1988; Кирдяшкин, 1989]. К подобной организации ТТ чаще всего приводит неоднородный подогрев конвектирующей геосферы снизу, локализованный в узкой линейной зоне (осевая зона спрединга, зона глубинного разлома и т.п.). Представить основные особенности КОТТ в рассматриваемом случае можно, деформировав центральную квадратную ячейку (см. рис. 5) таким образом, чтобы ее горизонтальный размер

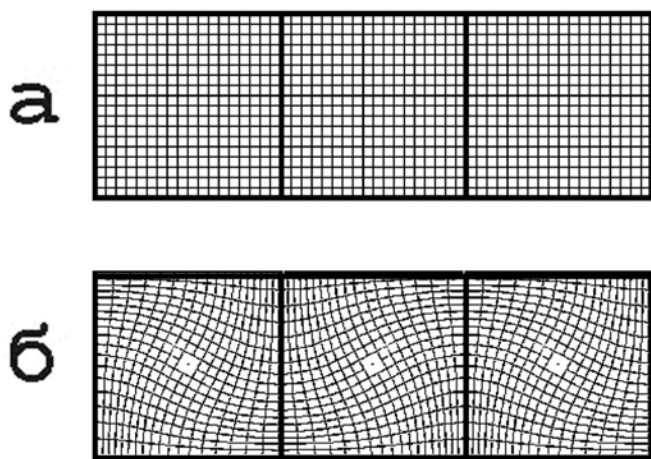


Рис. 6. ПП, ВР и ДФ первичных малых квадратов внутри ячеек КОТТ.

Простейшая математическая модель, основанная на формуле (8).

а – исходное, **б** – конечное состояние

увеличился во столько раз, во сколько раз уменьшился вертикальный (см. ниже верхние части рис. 8, а, б). При этом останутся неизменными как общая площадь ячейки, так и площади «лопастей» эпюр ПП. Постоянство площади любой «лопасти» при изменении ее основания влечет за собой обратно-пропорциональное изменение длины перпендикулярных к этому основанию стрелок – векторов скорости ПП: если ячейка удлинена по горизонтали в 2 раза, а по вертикали укорочена в 2 раза, то горизонтальные «лопасти» должны быть удлинены, а вертикальные укорочены тоже в 2 раза. Это означает укорочение векторов вертикальной составляющей скорости ПП тоже в 2 раза и соответственное удлинение векторов горизонтальной составляющей скорости ПП. Только при таком условии, например, в правую верхнюю четверть ячейки будет «втекать» в единицу времени через ось *X* столько же вещества, сколько из нее «вытекает» через ось *Z*. Это одна из фундаментальных закономерностей КОТТ, означающая, что в такой ячейке характерная скорость горизонтального ПП в 4 раза превышает характерную скорость вертикального ПП. Другими словами, главными элементами ячейки будут два противоположно направленных горизонтальных потока – глубинный и поверхностный [Кирдяшкин, 1989]. Они ответственны за формирование мегантиклинорий, а также поверхностных и глубинных тектонических покровов [Гончаров, 1988; Гончаров и др., 2005].

Для развития тектонических покровов в верхней части ячейки имеются следующие предпосылки: вертикальный градиент горизонтальной составляющей скорости ПП, благодаря которому эта скорость убывает с глубиной, способствуя тектоническому расслаиванию (верхняя вертикальная «лопасть» на рис. 5); область горизонтального растяжения в тылу покровов, в зоне восходящего тектонического потока; область горизонтального сжатия во фронте покровов, в зоне нисходящего потока, где происходит «сгруживание» покровов и их последующее изгибание в анти- и синформы. Главным аргументом против «компрессионного» генезиса покровов является частое наличие в их тылу растяжения, несовместимого с представлениями о горизонтальном усилии, приложенном к тыловой части покрова при таком генезисе. Главным же аргументом против «гравитационного» генезиса покровов, обусловленного гравитационным «коллапсом» поднятий, является отсутствие существенного горного рельефа при их формировании. В модели КОТТ в тылу покровов имеется область горизонтального растяжения при горизонтальном рельефе поверхности, что позволяет в трактовке генезиса покровов обойти отмеченные трудности [Гончаров и др., 2005].

В нижней части ячейки горизонтальная составляющая скорости ПП возрастает с глубиной (нижняя вертикальная «лопасть» на рис. 5), что вызывает увеличение прогрессирующей деформации и соответственное усложнение структурного парагенеза, характерное для метаморфических комплексов [Миллер, 1982]. В этой работе Ю.В. Миллер подчеркивает, что структурный парагенез в более глубинных зонах развивается одновременно с тектоническими покровами поверхностных зон, в ходе единого процесса горизонтального сдвигового течения. На рис. 5 видно, что направление сдвига с глубиной не изменяется, – все верхние участки смещены влево. Однако это смещение относительное. Абсолютное же смещение, выраженное в ПП, направлено в верхней и нижней частях ячейки в разных направлениях. Этот пример лишний раз подтверждает необходимость отдельного рассмотрения таких компонент ТТ как ПП и ДФ.

Другой тип удлиненной по горизонтали ячейки КОТТ можно получить, если мысленно удалить верхнюю половину центральной ячейки, изображенной на рис. 5. В этом случае правая горизонтальная «лопасть» символизирует денудацию в области восходящего потока, а левая горизонтальная «лопасть» – осадконакопление в области нисходящего потока (рис. 7). Меньшие плотности осадков и, соответственно, большие объемы, чем у пород «фундамента», компенсируются тем, что последние в области поднятия никогда не денудированы до горизонтального уровня – низкогорный рельеф всегда существует. Более того, рельеф необходим для транспортировки обломочного материала от поднятия к области погружения.

Характерной особенностью ячейки денудационно-аккумулятивного типа является отсутствие участков 3, 6 и 8 (см. рис. 5) и соответствующих им структурных парагенезов. На участке 4 происходит денудация парагенезов горизонтального сжатия, формирующихся в правой нижней четверти ячейки, в первую очередь складчатости общего смятия. Благодаря этому складчатость обнажается на поверхности и становится доступной для изучения.

В ячейке, изображенной на рис. 5, поверхностный горизонтальный поток вещества, обозначенный верхней вертикальной «лопастью», осуществляется *под* земной поверхностью, в виде ТТ сплошной геологической среды, в частности, в виде шарьяжей. В денудационно-аккумулятивной модели (см. рис. 7) этот поток реализуется *над* земной поверхностью в виде транспортировки обломочного материала.

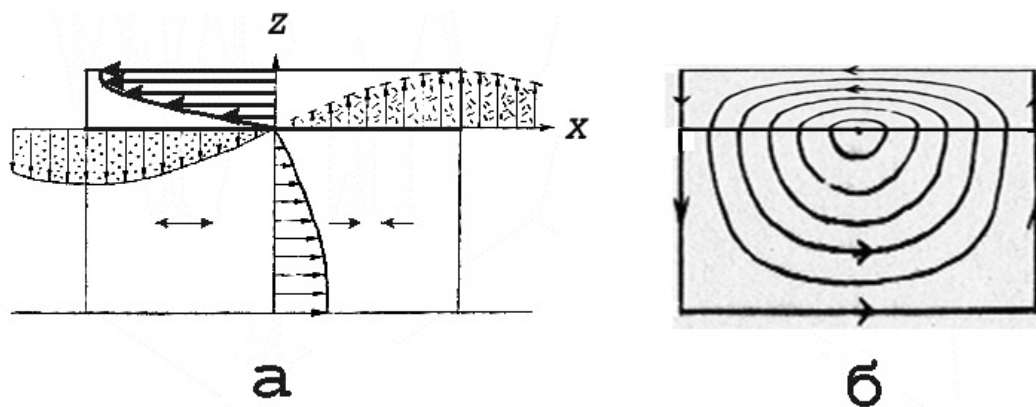


Рис. 7. Простейшая модель ячейки КОТТ в некоторой геосфере или толще при участии денудации на сводах поднятий и осадконакопления во впадинах (пояснения в тексте)

а – поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат X и Z ; через последние в соответствующую четверть ячейки «втекает» и из нее «вытекает» одинаковое количество вещества. **б** – траектории движения элементарных объемов в ячейке. Вблизи земной поверхности преобладают вертикальные перемещения, что характерно для неотектонических движений

Трехмерная КОТТ. Существование трехмерных течений конвективного типа в атмосфере Земли давно признанный факт. С одной стороны, это восходящие потоки воздуха над нагретой земной поверхностью и компенсирующие их нисходящие потоки (оси – центральные части потоков – вертикальны). В горизонтальной же плоскости расположены оси потоков, формирующих вихри циклонов и антициклонов, – вращающихся в противоположных направлениях «шестерен» смежных ячеек. Нечто подобное, но мало изученное, происходит и в тектоносфере.

Выше мы рассматривали только вертикальные сечения ячеек КОТТ. Выявление закономерностей трехмерной КОТТ – дело будущего. Обильный фактический материал на эту тему содержится в работе М.Л. Коппа [1991]. В ней на примере Альпийско-Гималайского орогенного пояса показано, что горизонтальное укорочение в одних местах компенсируется не только подразумеваемым вертикальным удлинением, но и выжиманием материала в горизонтальном направлении. Оно совпадает с простираем орогенных структур и направлением нагнетания материала в зоны так называемых «геодинамических убежищ», расположенных в областях периклинальных окончаний орогенных поднятий. Результатом подобной организации ТТ являются своеобразные структурные парагенезы – сдвиги в сочетании с поперечными к общему простираанию складками.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

Главная проблема тектонофизики 21-го века – это создание собственной теоретической базы, которая, не игнорируя и в нужной мере используя законы физики, в то же время была бы основана на свойствах именно геологической среды, с учетом весьма длительного времени протекания процессов в этой среде. Геологическую сплошную среду характеризуют пять ее фундаментальных свойств:

Непрерывность геологической среды. Как было сказано выше, это свойство является причиной компенсационной организации тектонического течения (КОТТ) в любом геологическом теле, в частности, в любой геосфере (или толще), охваченной тектоническим течением, с разделением геосферы на ячейки, состоящие из расположенных в шахматном порядке взаимно компенсированных доменов горизонтального сжатия и растяжения.

Расслоенность геологической среды на отдельные геосферы или толщи, различающиеся по их деформационным свойствам. Это свойство обуславливает многоярусную организацию ТТ. Выше речь шла об одноярусном процессе, охватывавшем некоторую геосферу. Теперь попытаемся показать неизбежность многоярусной КОТТ конвективного типа, снова опираясь только на фундаментальный закон непрерывности сплошной геологической среды, на примере «корней» гор и «антикорней» впадин, окружающих эти горы (рис. 8).

Вдоль верхней границы квадратной в вертикальном сечении ячейки КОТТ существует горизонтальный тектонический поток, направленный в левую сторону. В то же время, над охваченной тектоническим течением геосферой располагается другая геосфера меньшей мощности.

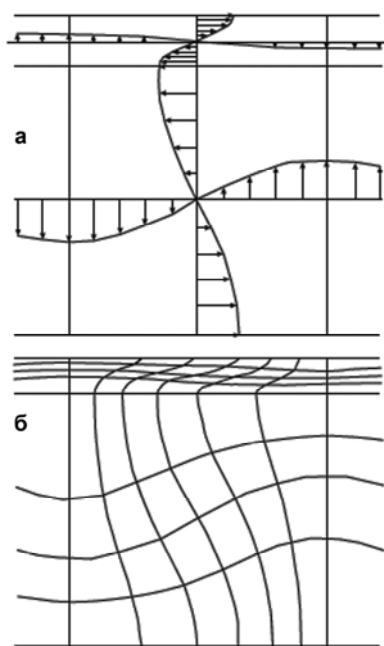


Рис. 8. Простейшая модель двухъярусной КОТТ в тектоносфере.

а – поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат (ср. с **рис. 5**).

б – искривленные линии первоначально образовывали ортогональную сетку (ср. с **рис. 6**).

Вращение в противоположных направлениях (наподобие смежных шестерен) происходит в ячейках, смежных не только по горизонтали (как на **рис. 5**), но и по вертикали. Горизонтальные размеры нижних и верхних ячеек одинаковы; их вертикальные размеры различаются, в соответствии с разной мощностью конвектирующих геосфер.

Из-за вязкого сцепления на их общей границе существует общий для них горизонтальный тектонический поток, направленный в ту же сторону.

Распространим аргументы, которые мы приводили для обоснования КОТТ в нижней геосфере (см. **рис. 5**), на верхнюю геосферу. Из-за направленного в левую сторону горизонтального потока вещества этой геосферы, в его тылу, во избежание возникновения пустот, должен возникнуть компенсирующий нисходящий вертикальный поток, приводящий к формированию впадины над областью поднятия в нижней геосфере. На фронте этого горизонтального потока последний должен компенсироваться восходящим потоком в верхней геосфере, приводящим к формированию поднятия над областью впадины в нижней геосфере. Следует подчеркнуть, что если в нижней геосфере происходила *свободная* тепловая конвекция, то в верхней геосфере конвекция является *вынужденной*. Вероятно, в двухъярусной КОТТ участвует еще один компенсационный процесс – изостатическое уравнивание поднятия его «корнем», а впадины – «антикорнем». Но это уже вопрос не кинематики, а динамики, что выходит за рамки данной статьи.

В качестве примера двухъярусной КОТТ, когда верхняя геосфера представлена верхней корой, а нижняя геосфера включает в себя астеносферу, надастеносферную мантию и нижнюю кору, можно привести схему новейшего тектогенеза больших глубин Юго-Восточной Европы, предложенную А.В. Чекуновым (**рис. 9**).

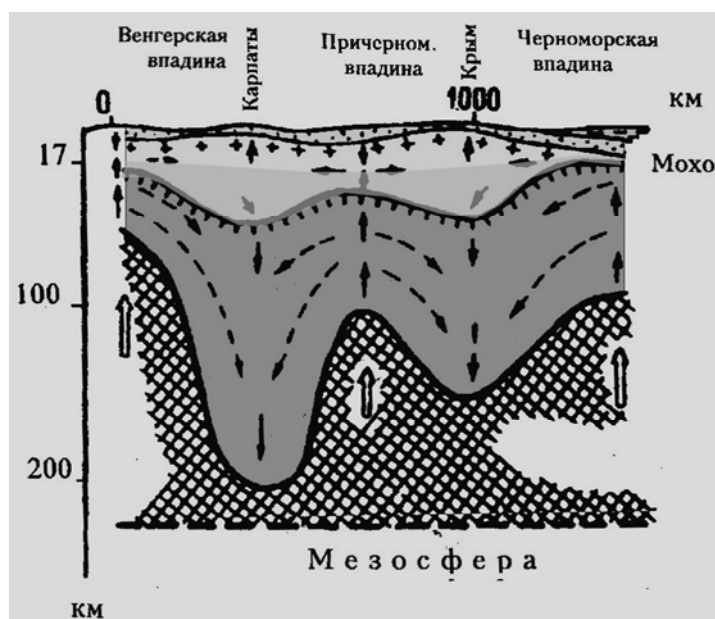


Рис. 9. Пример двухъярусной конвекции во время новейшего тектогенеза Юго-Восточной Европы. Верхняя конвектирующая геосфера представлена верхней корой. Нижняя геосфера включает астеносферу (заштриховано), надастеносферную мантию и нижнюю кору. По [Чекунов, 1991].

Иерархия геосфер и толщ. Мантия (с корой) как часть всей Земли в целом, верхняя мантия (с корой) как часть мантии (с корой), геосфера астеносфера+литосфера как часть верхней мантии (с корой), осадочный чехол как часть земной коры, отдельные осадочные толщи как части чехла, отдельные пачки как части толщи, отдельные слои как части пачки – вот далеко не полный перечень такой иерархии. В качестве следствия имеет место иерархическая организация ТТ.

Такой подход позволил создать концепцию *геодинамики иерархически соподчиненных геосфер* (сокращенно «иерархической геодинамики»), в схематичном виде отраженную в таблице [Гончаров и др., 2005; Гончаров, 2006; Хаин, Гончаров, 2006; Хаин, Короновский, 2007]:

Таблица. Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера, <i>h</i> (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ, <i>t</i> , Ма	<i>h / t</i> , см/год
ГС–0	Вся Земля 6370	Повсеместно	Меридиональная компонента дрейфа континентов, связанная в новейшее время с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики	Цикл меридионального дрейфа, 1600	0,40
ГС–1	Вся мантия 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона, 800	0,36
ГС–2	Верхняя мантия 660÷670	Под океанами	Субдукция, коллизия, спрединг	Циклы Бертрана, 175	0,38
ГС–3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:		
	ГС–3а 300÷400		В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Беньофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии	?	?
	ГС–3б 100÷220		В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	Циклы Штилле, 30	0,53
	ГС–3в 50÷100		В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	?	?
ГС–4	Осадочный чехол 5÷15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости, 1÷3	~ 0,50

Примечание. ГС – геодинамические системы. ГЦ – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хаину [Хаин, Гончаров, 2006]. *h* – мощность геосферы; *t* – длительность цикла; Ма – млн. лет.

Господствующая ныне парадигма – концепция тектоники литосферных плит – занимает в приведенной схеме свое строго обозначенное место – это геодинамическая система 2-го ранга (ГС-2) [Goncharov, 2011]. Трактующая многими авторами, в качестве конкурента этой концепции, «тектоника плюмов» также фигурирует в нашей схеме как геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1).

Разрывно-пластическая реакция геологической среды на нагружение. Следствием этого свойства является КОТТ с участием разрывных нарушений. Этот аспект проблемы разработан слабо, поэтому мы ограничимся самыми общими соображениями. По отношению к ячейке КОТТ можно выделить три ранга разрывов. Назовем их условно мелкими, средними и крупными.

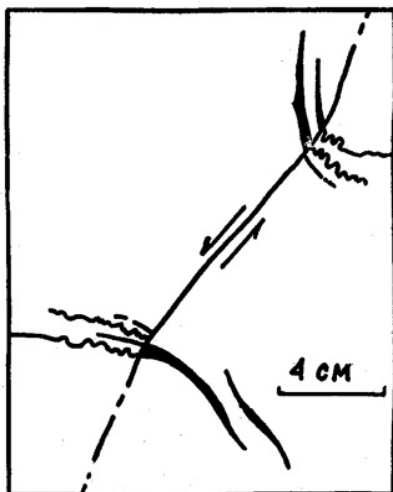


Рис. 10. Конвективный характер взаимной компенсации доменов сжатия и растяжения в зоне динамического влияния разрыва. По [Николя, 1992]. Во фронтальных частях крыльев разрыва, рассекающего известняк, в обстановке сжатия формируются стилолитовые швы посредством механизма растворения под давлением. Растворенный материал отлагается в непосредственной близости, в тыловых частях противоположных крыльев разрыва, где в обстановке растяжения формируются трещины отрыва, «поглощающие» этот материал. Т.е. имеет место компенсационное сочетание двух пар противоположно направленных потоков вещества: в твердом состоянии вдоль разрыва и в растворенном состоянии поперек к нему

Мелкие разрывы – это разрывы, размеры которых соизмеримы с размерами элементарных объемов, в которых образуются структурные парагенезы: складчатые взбросы и надвиги в областях горизонтального сжатия, сбросы в областях горизонтального растяжения и т.п. Эти разрывы свидетельствуют, что деформация элементарных объемов может происходить как в пластической, так и в разрывной форме.

Средние разрывы – это разрывы, вдоль которых располагаются целые цепочки элементарных объемов. Типичным примером могут являться разрывы листрического типа, крутые наверху и выполаживающиеся с глубиной. Эти структуры обеспечивают в разрывной форме КОТТ, выражающуюся в том, что вертикальные смещения на участках крутого залегания сместителя компенсируются горизонтальными смещениями на участках его пологого залегания. В результате, вся цепочка элементарных объемов на движущемся крыле разрыва сохраняет свою сплошность. Вопрос о «состыковке» листрических разломов с ячейками КОТТ – предмет специального исследования.

Крупные разрывы соизмеримы с целой ячейкой КОТТ. В качестве примера можно привести сбросы в осадочном чехле, амплитуда которых максимальна в средней части и убывает до нуля в местах их окончаний (рис. 10).

Твердо-жидкий состав геологической среды. Сосуществование твердой и жидкой (магма, флюиды) фаз имеет своим следствием твердо-жидкую организацию ТТ (пример – рис. 10).

Закключение. Тектоническое течение состоит из трех компонент – поступательного перемещения, вращения и деформации каждого элементарного объема геологической сплошной среды. Пять фундаментальных свойств этой среды – непрерывность, расслоенность на геосферы и толщи, иерархия геосфер и толщ, пластически-разрывная реакция на нагружение и твердо-жидкий состав – определяют пять соответствующих типов организации тектонического течения: компенсационную, многоярусную, иерархическую, разрывно-пластическую и твердо-жидкую.

Перечисленные пять аспектов организации тектонического течения находятся в тесной взаимосвязи, и выявление этой взаимосвязи является наиболее перспективным направлением дальнейшего развития как тектонофизики, так и геодинамики.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 263 с.
 Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
 Гончаров М.А. Механизм, геосинклинального складкообразования. М.: Недра. 1988. 264 с.
 Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
 Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
 Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет». 2005. 496 с.

- Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере, Новосибирск: Наука. 1989. 81с.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир. 1997. 314 с.
- Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С.* Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.
- Косминская И.П., Павленкова Н.И.* Основные черты сейсмических моделей для континентальных и океанических структур // Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. М.: Наука. 1978. С. 8–17.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
- Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука. 1982. 160 с.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир. 1992. 167 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.
- Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля. От ядра до ионосферы. М.: Книжный дом “Университет”, 2007. 244 с.
- Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.
- Эз В.В.* Складкообразование в земной коре. М.: Недра. 1985. 191с.
- Goncharov M.A.* Plate tectonics as a component of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres: 3-rd chapter in the book “Horizons in Earth Science Research. Volume 5”. New York: Nova Science Publishers. 2011 (in print).

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

*Говори, что знаешь, делай, что умеешь
и будет то, что должно*
С.В. Ковалевская

Введение. Тектонофизика и современная геодинамика тесным образом взаимосвязаны. Оба этих научных направления являются мультидисциплинарными, зародились примерно в одно и то же время и базируются на современных достижениях геотектоники, геофизики и физики.

М.В. Гзовский неоднократно отмечал, что изучение современных движений земной коры (современной геодинамики), крайне важны для изучения физических закономерностей протекания тектонических процессов, то есть для тектонофизики. С другой стороны, интерпретация результатов изучения современных геодинамических процессов, которые, в основном, получены по измерениям на земной поверхности, требует активного привлечения методов и результатов тектонофизики.

Наиболее важными и принципиальными вопросами, по которым теснейшим образом соприкасались, все эти годы, тектонофизика и современная геодинамика, являются:

1. Определение базовых характеристик тектонических процессов на основе использования методов фундаментальных наук (физики, математики и др.);
2. Изучение соотношения и взаимосвязи региональных и локальных геодинамических процессов;
3. Исследования пространственно-временной структуры современного напряженно-деформированного состояния разломных зон и установление механизмов ее формирования.

В данной работе приведен анализ существующего состояния изученности этих проблемных вопросов и представлены наиболее содержательные результаты исследований в данном направлении.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРЕДМЕТЕ И МЕТОДАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

На протяжении полувековой истории развития исследований по проблеме «Современные движения земной коры» сформировались два подхода к определению современной геодинамики, как научной дисциплины: кинематический и силовой [Кузьмин, 1999].

Сторонники первого подхода (астрономы и геодезисты) полагали, что центральным предметом исследований в современной геодинамике является изучение основных кинематических характеристик (смещений, скоростей, векторов направленности и т.д.) движений земной поверхности в различных пространственно-временных масштабах протекания процессов для последующего анализа их природы.

Это во многом понятно, поскольку начало широкомасштабного развития этих исследований было положено в 1963 г на XIII Генеральной Ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в рамках проекта «Современные движения земной коры». Проект состоял из трех разделов: «Мировая карта движений земной коры», «Мировая сеть полигонов (стационаров) для наблюдений за современными движениями земной коры», «Изучение общих деформаций земного шара». При этом координация исследований была, в основном, сосредоточена в рамках деятельности Международной Ассоциации Геодезии (МАГ). Так, например, работы по второму разделу этого проекта возглавлял выдающийся отечественный ученый Ю.Д. Буланже, который являлся вице-президентом МАГ.

Исследования, проводимые в рамках первого и третьего разделов проблемы потребовали активного привлечения геологов, геоморфологов и геофизиков, что повлекло за собой трансформацию в определении базовых понятий, поскольку был существенно расширен арсенал применяемых методов изучения современных движений. Естественно, что геологи и геофизики основываясь на втором (силовом) подходе, считали, что основной проблемой современной геодинамики является установление механизмов формирования движений в различных геосферах с последующей оценкой кинематических характеристик движений, предполагая полную унаследованность современных движений от процессов прошлых геологических эпох. Понятно, что результаты измерений в реальном масштабе времени в этом случае не являются основным предметом исследований, а служат элементом доказательности принятой схемы приложения тектонических сил

(напряжений). Дальнейшее развитие исследований и, особенно, работы по тектонике плит (геодинамике) привели к тому, что термин «Современные движения земной коры» постепенно был трансформирован в термин «Современная геодинамика».

Наиболее гармоничное, учитывая оба подхода, определение основной задачи геодинамики дано в работе [Теркот, Шуберт 1985], где утверждается, что «Геодинамика изучает движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины таких движений и деформаций». Однако здесь имеет место двойственность определения – обособление движений и деформаций. Оно возникает из-за того, что исследователям зачастую приходится изучать отдельно (особенно на модельном уровне) движения литосферных плит и /или блоков земной коры, как жестких тел, и деформации, которым подвержены эти тела в результате взаимодействия.

Вместе с тем, представляется возможным снять обособления и противоречия при формулировании этих базовых понятий геодинамики. Как известно, в рамках механики деформируемого твердого тела возникновение деформаций (движений) обычно трактуется, как результат действия на тело приложенных напряжений (сил). Однако, если обратиться к опыту, то справедливым оказывается и обратное утверждение. Известно, что при деформации твердых тел возникают силы (напряжения), действующие как внутри тел со стороны одних частей на другие, так и между соприкасающимися телами. В случае объемных деформаций, это справедливо также для жидкостей и газов в полном соответствии с основной аксиомой реологии.

Это противоречие исчезает, если вспомнить, что деформация – это изменение формы и размеров тела, изменение взаимного расположения отдельных частей тела друг относительно друга, т. е. результат различных перемещений (движений) отдельных частей тела. Следовательно, объяснить происхождение деформаций – это, значит, объяснить происхождение тех движений, которые привели к изменению взаимного расположения отдельных частей тела, т.е., деформации, в самом общем виде, есть результат определенного движения, и, поэтому, непосредственной причиной деформаций являются движения, а не силы.

Для подтверждения этого тезиса достаточно, например, рассмотреть механизм формирования термических, пьезоэлектрических и магнитострикционных деформаций, где изменение температуры, электрического и магнитного полей возбуждает движения элементов, составляющих тело, что приводят к его деформации. Безусловно, силы играют существенную роль в возникновении движений, а значит, и в появлении деформаций. Однако, только, если эти силы таковы, что разные части тела будут двигаться по-разному, а взаимное расположение различных частей тела изменится, только тогда возникнут деформации. И напряжения (силы) и деформации есть отражение различных форм (силовой и кинематической) единого процесса – движения и поэтому никакого обособления или противопоставления этих понятий при правильной трактовке не возникает.

На практике, оперируя терминами «напряжение» и «деформация», исследователи часто упускают из вида, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в современной геодинамике являются именно движения (горизонтальные, вертикальные или сдвиговые перемещения), а напряжения и деформации (как отношение перемещений к базе измерений) определяются по результатам вычислений. Поэтому в современной геодинамике движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно. Кроме того, из основ классической механики (теорема Коши-Гельмгольца) следует, что любое движение можно представить, как параллельный перенос и вращение участков среды, как абсолютно твердых (жестких) тел и их деформаций (объемных и сдвиговых). Поэтому геодинамику следует определить, как науку изучающую движения, происходящие в земной коре, мантии и ядре и причины этих движений [Кузьмин 1999].

Для формулировки определения «современная геодинамика» необходимо иметь в виду ряд принципиальных обстоятельств. Как известно из физики, динамику можно определить в противопоставлении либо кинематике, либо статике. В первом случае динамика ответственна за изучение причин, вызывающих движения, во втором, она понимается в более обобщенном смысле – и, как описывающая сами движения, и, как изучающая причины их вызывающие. В этом, обобщенном, смысле традиционный термин «современные движения земной коры» адекватно заменяется термином «*современная геодинамика*».

Особо следует остановиться на трактовке термина – «современный». Его, как правило, определяют двояким образом: либо подчеркивая инструментальный характер изучения (фиксации) движений, либо отмечая длительность протекания процессов в сравнении с геологическими масштабами времени.

В данном случае вновь возникает двойственность толкований основного предмета исследований в современной геодинамике. Так, в случае полной унаследованности движений от прошлых

геологических эпох, можно инструментально зарегистрировать движения, которые по длительности протекания формирующих их процессов, не относятся к разряду современных.

С другой стороны существует определенная относительность средств наблюдений к свойствам исследуемых объектов. Так, если измерять с помощью повторных нивелирований такой, типичный для современной геодинамики процесс, как земноприливные деформации, то существует ограничение по чувствительности и временной детальности наблюдений. В случае, когда предпринимается попытка измерения движений плит или блоков земной коры наклономерами и деформографами, то существует ограничение по пространственному масштабу наблюдений.

Основным методом интерпретации геодинамических наблюдений является решения обратных задач – установления глубинного источника аномальных движений, по данным измерений на земной поверхности. Однако и в данном случае вновь возникает относительность средств наблюдений к свойствам объекта.

Так, если имеет место фиксация унаследованного движения, например, вызванного конвекцией в мантии, методами современной геодинамики, то вследствие ограниченности (кратковременности) периода наблюдений возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). Для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывалось в интервал между повторными циклами наблюдений.

Ситуация усугубляется еще и тем, что имеет место острый дефицит достоверных сведений о базовых характеристиках среды в условиях их естественного залегания в земных недрах. Хорошо известно, что даже анализ керновой информации страдает определенной степенью необъективности.

В связи с этим, одним из главных условий реальной трактовки наблюдаемых процессов является соизмеримость длительности протекания последних с длительностью самого измерения. В этом случае совершенно необходимо четко следовать принципу наблюдаемости Нильса Бора: существующим считается лишь то, что наблюдается или может быть сделано таковым, который был разработан именно в тех областях естествознания, в которых базовые свойства объекта не всегда доступны прямому наблюдению.

Таким образом, можно определить, что современная геодинамика - это часть общей геодинамики, изучающая движения земных недр и причины, их вызывающие, когда время действий последних соизмеримо с длительностью самого процесса наблюдений [Кузьмин, 1999]. При этом под длительностью наблюдений понимается либо интервал между повторными (геодезическими, геофизическими) измерениями, либо период непрерывной регистрации параметров геофизическими (аппаратурными) методами. Принципиально важно то, что в отличие от геодинамики, изучающей только природные процессы, в современной геодинамике исследуются процессы, как природного, так и техногенного происхождения. Основные явления, изучаемые в современной геодинамике – это деформационные и сейсмические процессы, а также взаимосвязанные с ними вариации геофизических и флюидо-геохимических полей.

Очень часто сейсмичность относят к современной геодинамике. Это так, поскольку сейсмичность это «быстрая» составляющая геодинамического процесса. Современные движения (деформации), естественно, относятся к «медленной» части спектра геодинамических явлений. Поэтому в последние годы, среди специалистов утвердилось мнение, что медленные движения именовать современной геодинамикой (или деформационными процессами), а все связанное с землетрясениями, определять, как сейсмические процессы.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ АБСОЛЮТНЫХ И ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ВЕЛИЧИН В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Идентификация является ключевой процедурой установления адекватности принятых модельных представлений при интерпретации результатов наблюдений. При этом следует иметь в виду, что при установлении степени адекватности необходимо оперировать тождественными категориями. Так, например, нельзя отождествлять абсолютные и относительные характеристики протекания исследуемых процессов. Вместе с тем, хорошо известно, что существующие базовые характеристики процессов, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы их изучения в основном являются относительными.

Для демонстрации этого положения можно рассмотреть следующий мысленный эксперимент. Пусть на земной поверхности имеются два (*A* и *B*) прочно закрепленных репера (два пункта наблюдений), которые ориентированы по азимуту «север – юг» таким образом, что пункт *A*

расположен севернее пункта *Б*. Можно показать, что одной и той же деформации «укорочения» соответствует пять принципиально различных по кинематике ситуаций:

- 1) Пункты *А* и *Б* равномерно перемещаются навстречу друг другу;
- 2) Пункт *А* перемещается на «юг», а пункт *Б* неподвижен;
- 3) Пункт *Б* перемещается на «север», а пункт *А* неподвижен;
- 4) Пункт *А* и пункт *Б* перемещаются на «север», но скорость перемещения пункта *А* меньше, чем пункта *Б*;
- 5) Пункт *А* и пункт *Б* перемещаются на «юг», но скорость перемещения пункта *Б* меньше, чем пункта *А*.

Аналогичным образом выглядит ситуация и с вертикальными смещениями земной поверхности. В этом случае, например, абсолютному понятию «наклон на север» будет соответствовать пять различных кинематических ситуаций с относительными вертикальными смещениями поверхности и, следовательно, различными геодинамическими обстановками.

Это утверждение справедливо в первую очередь для систем наблюдений при малом количестве измерительных станций (обсерваторий) или для коротких профилей с малым количеством наблюдательных пунктов. В случае, когда имеют место профильные наблюдения с достаточно высоким пространственно-временным разрешением, то имеется возможность полностью зафиксировать аномалию в пределах измерительной системы и определить «абсолютное» значение аномального смещения земной поверхности. Так, при локальных просадках земной поверхности можно считать, что амплитуда аномального изменения, отсчитываемая от «нуля», определяемого точностью наблюдений, есть абсолютное вертикальное смещение земной поверхности, допускающее однозначное кинематическое объяснение и объективную тектонофизическую идентификацию.

В самое последнее время появилась возможность использовать в современной геодинамике абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (GPS-системы). Однако к настоящему времени, из-за отсутствия многократных GPS-измерений с повышенной пространственно-временной детальностью (расстояние между пунктами - 0.1-0.5 км, интервал между повторными наблюдениями – 0.1-0.5 года) и дефиците информации по совмещенным (спутниковым и наземным) системам наблюдений, возникают существенные трудности при оценке степени адекватности, получаемых спутниковыми методами результатов. Кроме того, при переходе в абсолютный режим измерения, необходимо тщательно учитывать такие факторы, как земноприливные и тепловые (сезонные и суточные) смещения земной поверхности, которые в относительном режиме минимизируются самой технологией измерения.

Следствием этого явилось то, что практически все исследователи, которые изучают современные геодинамические процессы методами GPS наблюдений, прибегают к относительному методу измерений. Иными словами, выбирается пункт, который идентифицируется, как «твердый» (неподвижный), а все смещения на остальных пунктах вычисляются, по отношению к исходному. В этом смысле спутниковая геодезия ничем не отличается от наземной, кроме более легкой процедуры процесса измерения и слабой зависимости точности наблюдений от расстояния. Однако, как показывают результаты, полученные на геодинамических полигонах, методами с повышенной пространственно-временной детальностью [Кузьмин, 1999, 2004, 2009], величины и знаки скоростей современных движений, полученные наземными и спутниковыми методами, зачастую противоречат друг другу.

Известно, что точность GPS измерений слабо зависит от расстояния между пунктами наблюдений. Это, зачастую, порождает некую иллюзию того, что, и анализ результатов измерений автоматически не зависит от густоты наблюдательной сети. Вместе с тем, хорошо известно, что, на результаты определения региональных скоростей движений крупных геоструктурных элементов среды спутниковыми методами, когда расстояния между наблюдательными пунктами составляют десятки и сотни километров, существенное влияние оказывают локальные, суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в разломных зонах [Кузьмин, 1996]. Эти процессы могут приводить (и приводят!) к принципиальному искажению региональных характеристик движений, таких, например, как скорость и направленность. Действительно, если в окрестности пункта GPS-наблюдений расположена разломная зона, в пределах которой имеют место локальные, присущие собственно этой зоне, аномальные деформационные процессы, то при определении векторов и скоростей движений, полученных осреднением на больших базах измерений, можно локальные характеристики движений идентифицировать, как региональные.

Соотношение региональных и локальных деформационных процессов. Согласно традиционной точке зрения, современные движения земной поверхности платформенных, асейсмичных, областей характеризуются относительно слабыми скоростями до $5\div 10$ мм в год, в отличие от орогенных, сейсмоактивных регионов, где скорости могут достигать величин значительно больших, 50 мм в год и более. Этот вывод следует из анализа карт современных вертикальных движений земной коры, построенных по данным повторных нивелирований больших территорий с интервалами между наблюдениями в десятки лет [Сидоров, Кузьмин, 1989].

Как известно, одной из основных особенностей пространственного распределения современных вертикальных движений земной поверхности больших территорий (порядка сотен и более километров) являются протяженные аномальные зоны, представленные градиентным характером аномальных изменений, которые контролируются зонами глубинных разломов. Ширина этих зон достигает 10-15 км и более. При этом величины горизонтальных градиентов движений составляют величин первых мм/км в год. На графиках, отражающих линейную (профильную) составляющую движений, эти градиентные участки имеют форму ступенеобразных изменений в полном соответствии с общепринятыми представлениями о медленных, дифференцированных вертикальных перемещениях смежных объемов среды (блоков земной коры) вдоль зон разломов под воздействием изменений регионального поля напряжений.

Таким образом, главной характерной особенностью движений является совпадение зон с повышенными градиентами смещений, которые сосредоточены на границах между региональными поднятиями и опусканиями, с зонами глубинных разломов. Поднятия блоков фундамента устойчиво коррелировали с поднятиями земной поверхности и, наоборот, в полном соответствии с унаследованным характером развития процессов. Это есть основная закономерность современных вертикальных движений земной коры, полученных в региональном пространственно-временном масштабе описания процесса [Сидоров, Кузьмин, 1989].

Подобная система взглядов господствовала в исследованиях по современной геодинамике до того момента, когда в середине шестидесятых годов 20 века под эгидой Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР была развернута обширная программа изучения современных движений земной коры на геодинамических полигонах различного целевого назначения. Результаты повторных наблюдений на этих полигонах, с интервалами времени между повторениями в месяцы и годы, выявили наличие интенсивных (10-20 мм в год и более), локальных движений, которые имели пульсационный и короткопериодический характер. Это не явилось большой неожиданностью для специалистов, поскольку первые геодинамические полигоны закладывались в орогенных, сейсмоактивных регионах.

Ниже, для примера, приведены результаты многолетних работ по изучению соотношения региональных и локальных деформационных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе [Кузьмин, 1989, 1999, 2009; Изюмов, Кузьмин, 2010].

Региональные исследования проводились вдоль протяженных (50–100 км) нивелирных профилей, которые прокладывались с учетом особенностей глубинного строения земной коры и с максимальным информационным охватом основных геоструктурных элементов региона (горное сооружение, прогиб, платформа). Частота опроса в различные периоды времени составляла от 1 раза в 3-5 лет до 2 раз в год [2, 3].

Изучение современных движений земной поверхности в зоне Предкопетдагского краевого прогиба были начаты в 1939 году, когда был заложен нивелирный профиль протяженностью 100 км по линии Ашхабад-Бахардок (рис. 1). Этот профиль многократно повторялся, что позволило определить устойчивые тенденции в развитии современных геодинамических процессов в разломных зонах этого региона. На рис. 1, а) представлены результаты нивелирования за две эпохи наблюдений, совмещенные с глубинным разрезом земной коры, построенным с использованием материалов сейсмической и гравитационной разведки.

Первые же повторные наблюдения выявили характерное куполообразное поднятие, пространственно приуроченное к осевой части прогиба, которая контролируется зоной сквозькорового Северо-Ашхабадского разлома. Причем, если поднятие земной поверхности в период с 1939 по 1958 год можно было бы трактовать как последствие катастрофического землетрясения 1948 года [Кузьмин, 1999], то в последующую эпоху подобных сильнейших, для данной зоны, землетрясений не было. Тем не менее, аномальное поднятие имеет значительную амплитуду (до 200 мм) и в последующую эпоху после катастрофического землетрясения.

Попытки интерпретировать это аномальное поднятие с позиций разломно - блоковой тектоники встретили значительные затруднения, так как при существующем в этой зоне преобладающем

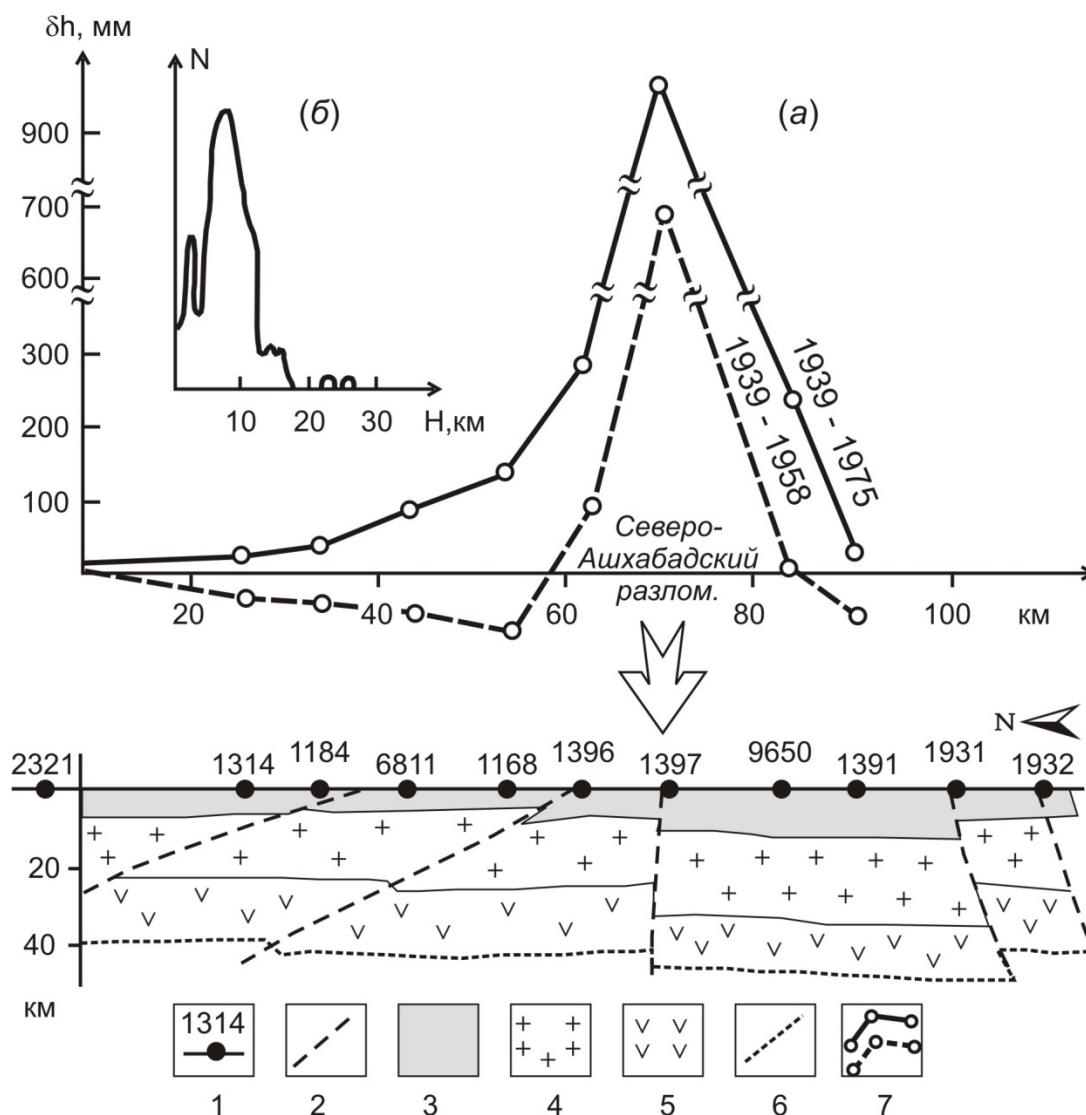


Рис. 1. Современные вертикальные движения земной поверхности по профилю Ашхабад-Бахардок (а) и распределение сейсмической активности по глубине в пределах Ашхабадского геодинамического полигона (б).

Условные обозначения: 1 – местоположение и номера пунктов нивелирования; 2 – глубинные разломы; 3 – осадочный слой; 4 – «гранитный» слой; 5 – «базальтовый» слой; поверхность Мохо; 7 – кривые вертикальных движений

субмеридиональном, субгоризонтальном сжатии, наклонное положение разломных зон и их ориентация, по отношению к исходной нагрузке, не обеспечивают выдавливание трапецевидных блоков вверх. Кроме этого, на рис. 1, б показано распределение по глубинам гипоцентров слабой сейсмичности в окрестности аномального поднятия, которое указывает на значительную степень трещиноватости зоны контакта осадочного чехла и фундамента. Это обстоятельство позволило полагать, что динамика куполообразного поднятия обусловлена уменьшением цилиндрической жесткости в обстановке квазистатического субгоризонтального регионального сжатия, что естественным образом приводит к изгибу осадочного чехла [Кузьмин, 1999].

В дальнейшем были проведены специально поставленные нивелирные работы с повышенной пространственно-временной детальностью (рис. 2). Расстояние между пунктами наблюдений стало доходить от 1 ÷ 2 км, а частота опроса достигала ежеквартального повторения. При этом для более детальной диагностики современного аномального геодинамического состояния недр этого района, максимальному улучшению изученности подверглась наиболее мобильная (протяженностью около 50 км) часть поднятия. Из рисунка следует, что общая тенденция остается прежней, хотя и менее интенсивной, на фоне которой отчетливо проявляется локальное опускание (просадка) земной поверхности в окрестности зоны Северо-Ашхабадского разлома. При этом характерно, что уровень среднегодовой относительной деформации в разломной зоне на порядок превосходит региональную компоненту аномальных движений и составляет величину 10^{-5} в год.

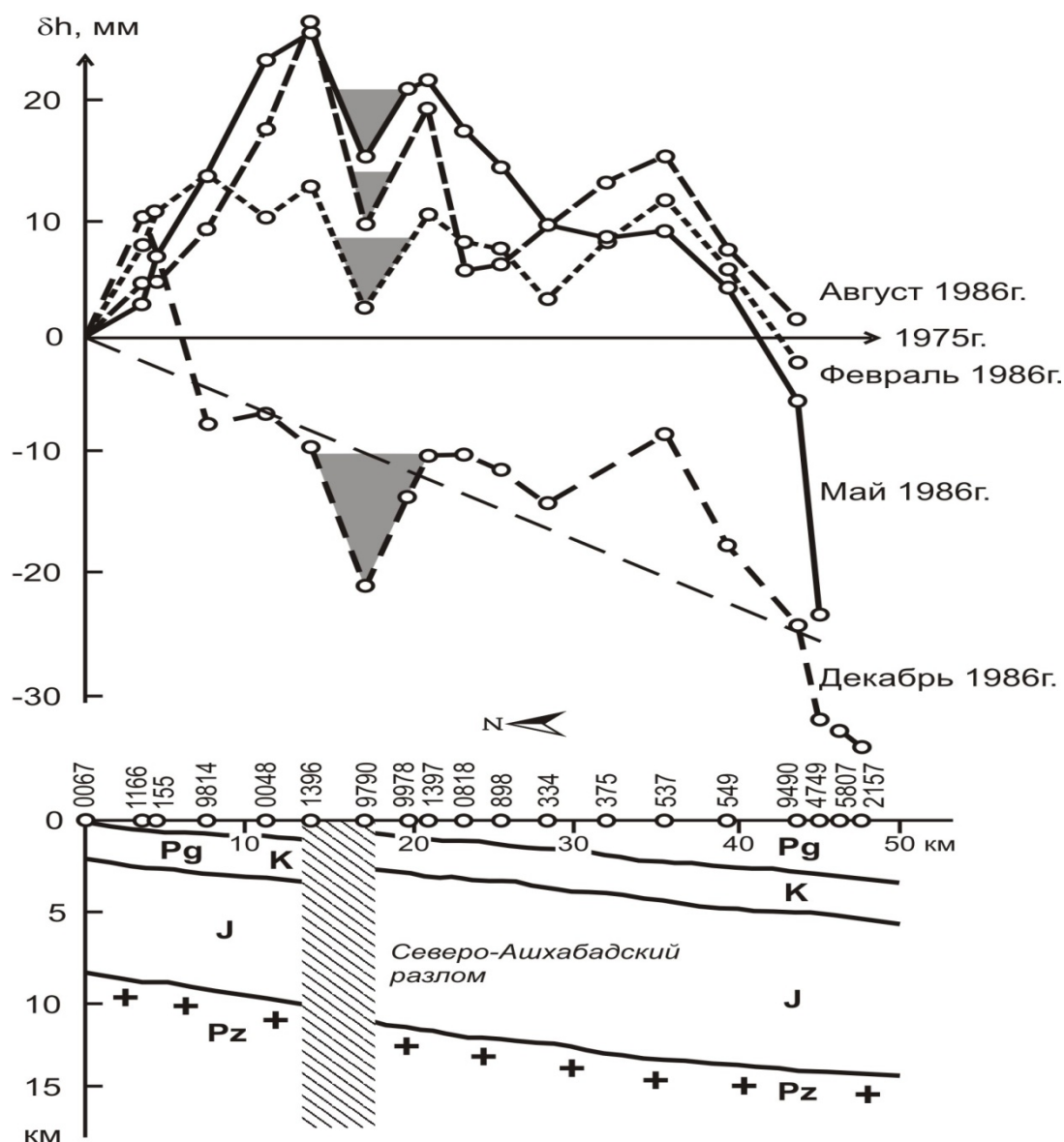


Рис. 2. Современные вертикальные движения земной поверхности повышенной пространственно-временной детальности в пределах осевой части Предкопетдагского прогиба

Для определения пространственной конфигурации аномального регионального поднятия были проведены дополнительные работы, которые заключались в том, что вдоль простираения выявленного поднятия был заложен нивелирный профиль субширотной ориентации, который повторялся квазисинхронно с меридиональным. Эти исследования показали, что региональное аномальное поднятие носит характер цилиндрического изгиба, поскольку вертикальные смещения отметок реперов вдоль субширотного профиля оказались на порядок меньше по сравнению с аномальными движениями на меридиональном профиле. Иными словами, в осевой части Предкопетдагского краевого прогиба наблюдается интенсивное поднятие земной поверхности. Прогиб изгибается вверх, а не прогибается вниз в течение почти полувекового промежутка времени и это явное отклонение от унаследованного характера геодинамического развития региона. Но это вполне закономерно может быть обусловлено динамикой сейсмического процесса.

Важно отметить, что за интервал времени в 10-20 лет (разница превышений между 1975 и 1958 гг.) амплитуда максимального поднятия составляет 200 м (рис. 1), а за период времени в один год (рис. 2) она составляет порядка 10-30 мм. Таким образом, очевидно, что среднегодовая скорость поднятия остается практически неизменной и равняется – 10-20 мм в год. Иными словами в течение всего периода времени прошедшего после Ашхабадского катастрофического землетрясения 1948 года осевая часть Предкопетдагского краевого прогиба испытывала систематическое (монотонное) поднятие с постоянной скоростью.

При этом видно, что в зоне Северо-Ашхабадского разлома имеет место локальная просадка земной поверхности, которая имеет практически симметричную форму и не сводится к сдвиговым

перемещениям бортов. Это типичная морфология современной геодинамики разломов, выявленная по многочисленным геодезическим измерениям во многих регионах мира [Кузьмин, 1989, 1999, 2004]. Этот тип аномалий современных вертикальных движений земной поверхности получил название «аномалия типа γ », т.к. по морфологии кривой это похоже на соответствующую букву греческого алфавита. Амплитуда ее равна порядка 1 см, а ширина – 5 км. Кривые смещений построены по принципу «от цикла к циклу». Т.е. каждый график представляет собой разность результатов смежных нивелирований: 2-1; 3-2; 4-3 и т.д., где цифры означают номера циклов повторных наблюдений. Это позволяет сделать вывод о том, что амплитуды аномальных вертикальных смещений земной поверхности накапливается от цикла к циклу.

Еще большее увеличение пространственно-временной детальности измерений (локальный уровень) позволило выявить более детально динамику современных деформационных процессов в разломных зонах. На рис. 3 представлены результаты нивелирных наблюдений в зоне Передового разлома Копетдага. Расстояние между реперами здесь достигло первых сотен метров, частота измерений – 1 раз в месяц. Здесь также присутствуют аномальные смещения земной поверхности γ типа с амплитудой порядка 10 мм, но со значительно меньшей шириной – 0.5-1.0 км.

В данном случае картина деформирования земной поверхности аналогична той, что представлена на рис. 2 с той разницей, что большая пространственно-временная детальность измерений позволила выявить более детальную структуру деформационного процесса. Так, среднегодовая скорость относительных деформаций в этом случае имеет величину $6 \cdot 10^{-5}$ в год.

Как известно, геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии (сближения) этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Естественно, что подобная кинематика плит, должна приводить к систематическому (с юга на север) надвижу Копетдага на

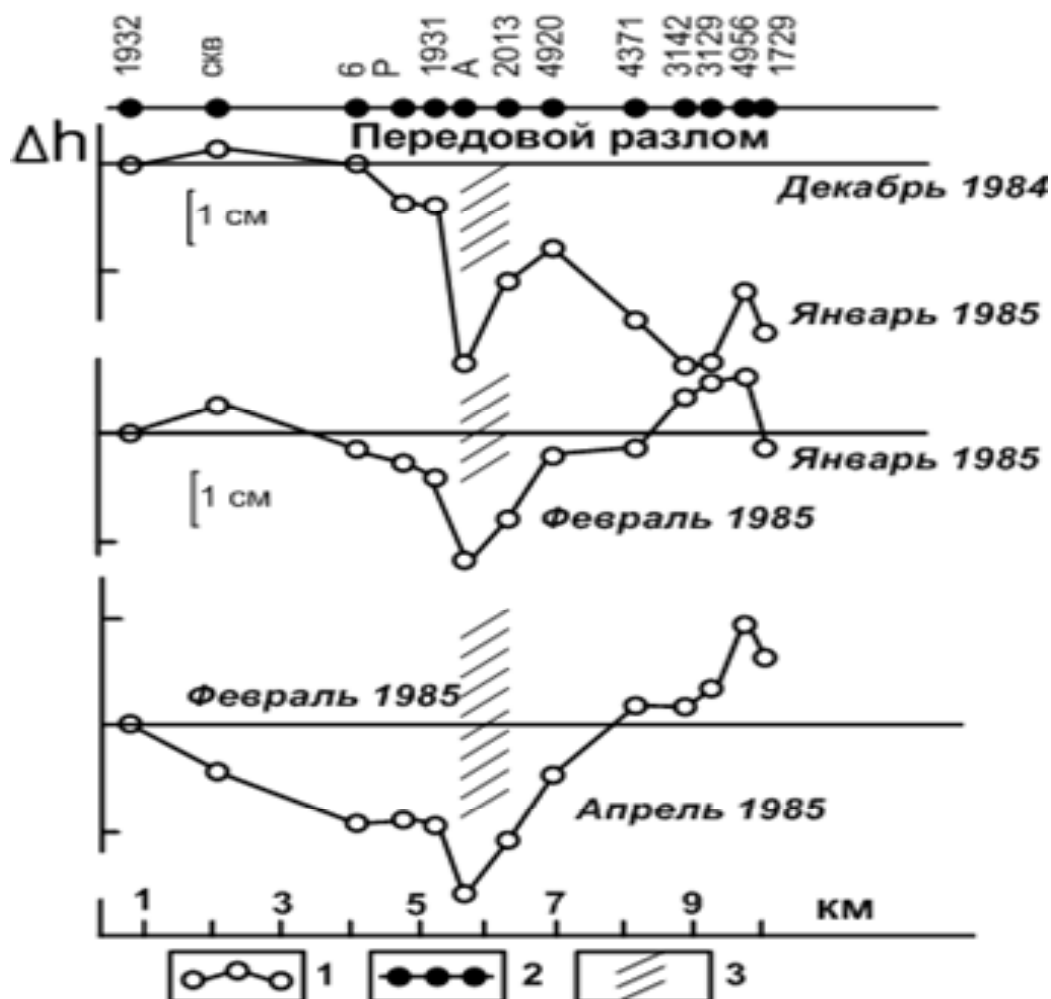


Рис. 3. Современные вертикальные движения земной поверхности в зоне Передового разлома Копетдага по результатам повторного нивелирования.

1 – кривая вертикальных смещений земной поверхности за смежные интервалы времени; 2 – местоположение и номера реперов; 3 – расположение разломной зоны на нивелирном профиле

Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а так же к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома. При этом среднегодовые скорости подобных смещений должны иметь порядок первых сантиметров в год. На это указывают результаты спутниковых измерений, проведенных на разнесенных друг от друга (более 500 км) пунктах GPS-наблюдений, которые выявили скорость коллизии Иранской и Туранской плит порядка 30 мм в год (Стеблов, Куксенко).

Если следовать этой схеме и предполагать полную унаследованность современных движений земной коры от прошлых геологических эпох, то существующая система геодеформационных наблюдений, развернутая в центральной части Копетдагского региона и имеющая многолетнюю (до 40–50 лет) историю наблюдений должна уверенно фиксировать систематический наклон предгорных участков земной поверхности на север – северо-восток по нивелирным данным; монотонное во времени сокращение длин светодальномерных линий от Копетдага к платформе и постоянное увеличение длин линий, пересекающих Передовой разлом Копетдага под углом 45° и менее. Однако оказалось, что многолетние наземные, геодезические наблюдения локального масштаба за горизонтальными и вертикальными движениями земной поверхности в Копетдагском регионе полностью противоречат результатам спутниковым наблюдениям о скоростях сближения Туранской и Иранской плит, а также наличию систематического правостороннего сдвига вдоль Передового разлома Копетдага.

Исследования проводились в пределах активных разломов и, в первую очередь, в зоне Передового разлома Копетдага. Нивелирные и светодальномерные наблюдения проводились на специально организованных тестовых деформационных площадках. Длины нивелирных профилей и светодальномерных линий на этих площадках варьировались в пределах 1-10 км. Частота опроса, в среднем, составляет от 1 до 2 раз в месяц для нивелирных наблюдений и порядка 1-2 раза в неделю для светодальномерных измерений. Общая длительность наблюдений на отдельных приразломных участках достигает 30-45 лет.

На рис. 4 представлены результаты многолетних (до 50 лет) высокоточных нивелирных наблюдений, проводимых по локальным профилям, пересекающим Передовой разлом Копетдага. При этом, измерительной сетью контролируется полоса Передового разлома протяженностью порядка 80 км. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений переведены в угловую меру путем деления на расстояние между реперами. Иными словами, система наблюдений представляет собой четыре «длиннобазисных накломера», которые пересекают разломную зону и ориентированы в субмеридиональном направлении.

Как следует из графика, имеют место локальные вариации скоростей наклонов земной поверхности, составляющие $(0.12-4) \cdot 10^{-6}$ /год. При этом, трендовые среднегодовые скорости наклонов имеют порядок от $2 \cdot 10^{-8}$ до $1.3 \cdot 10^{-7}$. Таким образом, разница между локальными и трендовыми изменениями составляет 1.5-2 порядка.

Очевидно, что отсутствие систематических изменений в ходе вертикальных смещений означает, что в рассматриваемый промежуток времени (более 45 лет), значимых (на уровне относительных деформаций порядка 10^{-7}) вариаций регионального напряженно-деформированного состояния во времени не происходило.

Аналогичная картина складывается и при анализе результатов режимных светодальномерных наблюдений. На рис. 5 представлен временной ход среднемесячных значений горизонтальных смещений земной поверхности за период с 1977 по 2007 год. Вновь имеет место полное отсутствие систематического тренда. Особенно интересны результаты измерений по линии L 3330. Согласно изложенной выше региональной геокинематической схемы данная линия должна испытывать систематическое удлинение со среднегодовой скоростью порядка первых сантиметров в год, в соответствии с правосторонним сдвигом в зоне Передового разлома Копетдага. Так как этого не происходит, то очевидно, что региональные характеристики напряженно-деформированного остаются практически неизменными во времени.

Среднегодовая трендовая скорость относительных деформаций определенная по измерениям горизонтальной компоненты движений оказывается равной $3.2 \cdot 10^{-8}$ в год. Кроме того, весьма примечательно, что величины вариаций во времени горизонтальных смещений земной поверхности имеют примерно одинаковую амплитуду, как вдоль линии, пересекающей разлом, так и вдоль линии, расположенной в блоковой части.

Это означает, что деформационные процессы в зоне разлома носят крайне локальный характер, что и подтверждается результатами измерения вертикальных смещений земной поверхности. Действительно, если оценивать размер зоны проявления аномальных деформаций по данным о

вертикальных движениях, то оказывается, что она имеет порядок 1 км. Поэтому, естественно, что вдоль светодальномерной линии длиной 3330 м не выявляются локальные, знакопеременные флуктуации, приуроченные непосредственно к разлому, в силу их резкого затухания с расстоянием от разлома [Изюмов, Кузьмин, 2010].

Кроме наблюдений на локальных, тестовых площадках, исследование горизонтальной компоненты современных горизонтальных движений проводилось вдоль «светодальномерного профиля», имеющего общую протяженность порядка 40 км. Профильные наблюдения организованы в зоне перехода от Копетдага к платформе, ориентированы по направлению Юг-Север и состоят из четырех светодальномерных линий. Последовательный анализ временной структуры горизонтальных смещений показал, что имеет место ситуация аналогичная характеру изменений вертикальных движений. При локальных вариациях горизонтальных деформаций на уровне $2 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-7}$ /год, трендовые среднегодовые скорости деформаций по отдельным линиям составляют диапазон изменений от $-4 \cdot 10^{-8}$ /год (сокращение длин линий) до $+3 \cdot 10^{-8}$ /год (увеличение длин линий). Таким образом, и данные по горизонтальным движениям демонстрируют чрезвычайно низкую скорость трендовой составляющей движений.

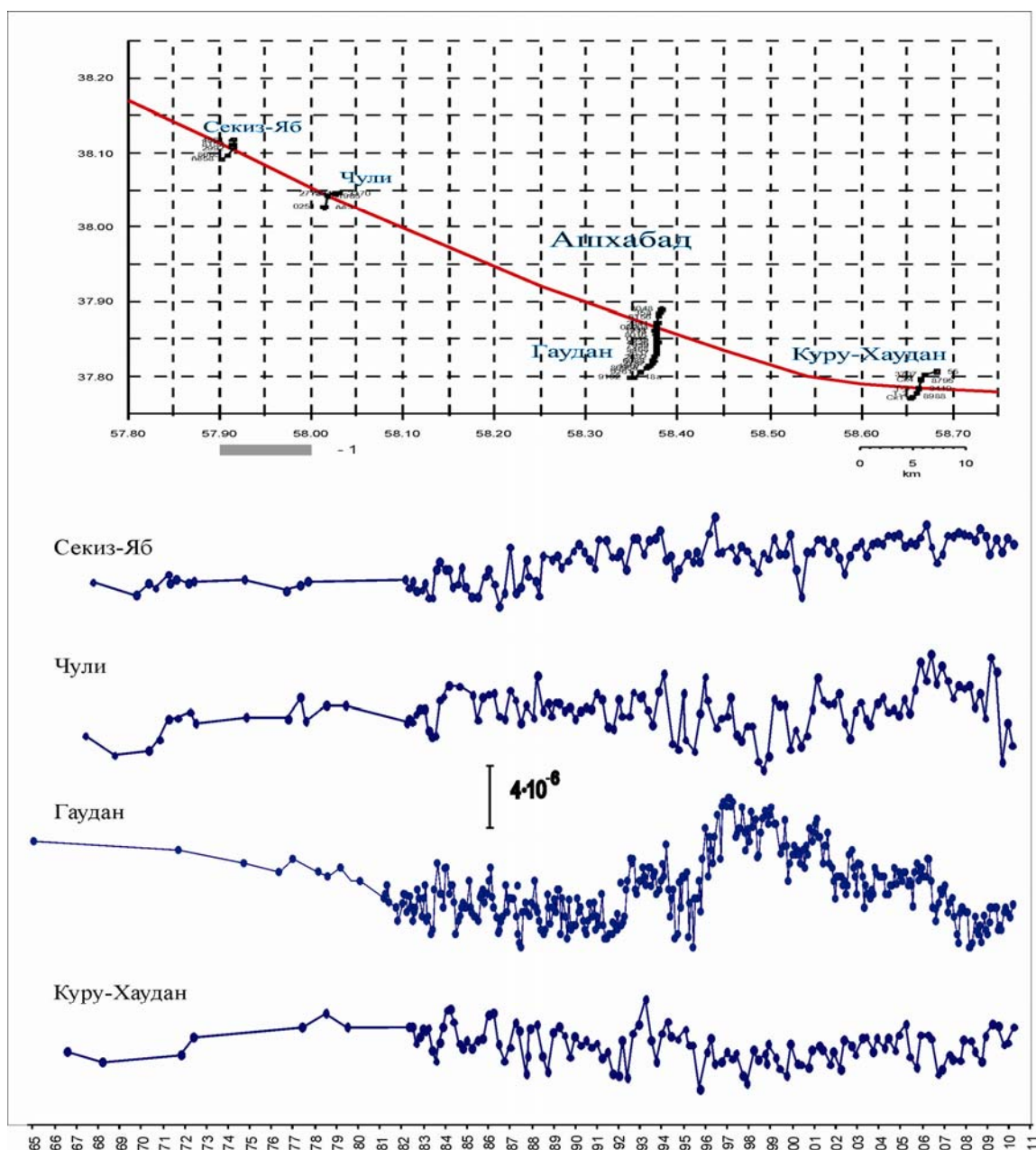


Рис. 4. Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих Передовой разлом Копетдага

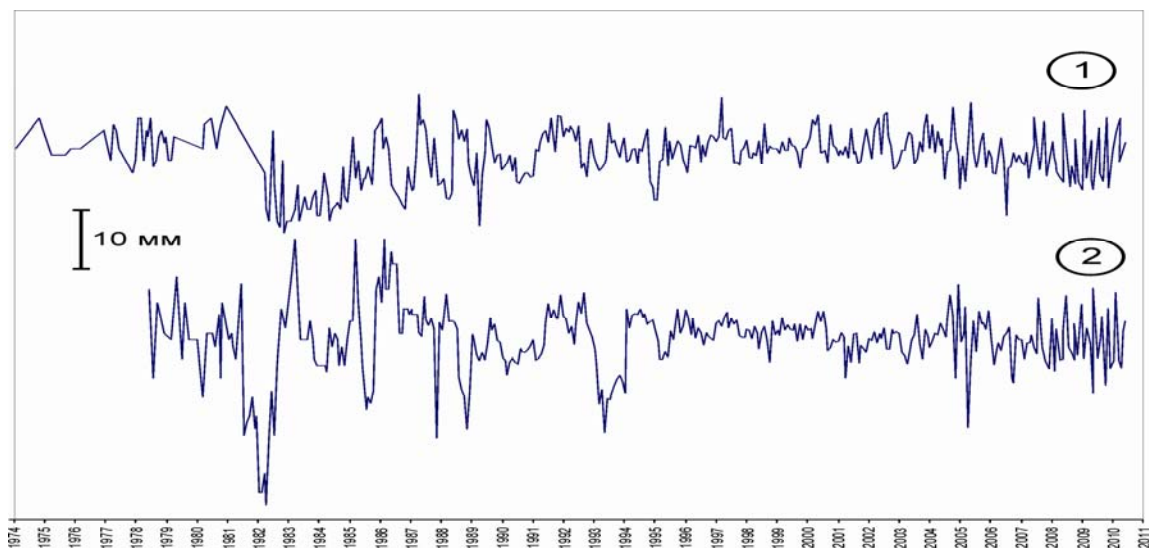


Рис. 5. Результаты многолетних светодальномерных наблюдений вдоль линий:

1 – пересекающей Передовой разлом Копетдага (3330 м); 2 – расположенной в блоковой части (1532 м)

Существенным подтверждением выводов, сделанных по материала многолетних геодезических наблюдений, являются результаты многолетних, непрерывных гидрогеологических наблюдений в глубоких скважинах, расположенных в зоне передового разлома Копетдага. На рис. 5 представлен временной ходу уровня воды в скважине 2 Г, которая имеет глубину 1602 м. Эта скважина примечательна тем, что в ней уверенно регистрируются вариации уровня, обусловленные лунно-солнечными приливными деформациями. Конструктивные особенности скважины позволяют фиксировать амплитуду главной лунной полусуточной волны M_2 на уровне 15-20 см, что было выявлено по результатам гармонического анализа. Поэтому, для данной скважины 5 амплитуд приливных деформаций составляют изменение уровня вод в **1 м**.

По существу данная скважина представляет собой объемный деформограф с достаточно высокой чувствительностью к деформациям. Это обстоятельство позволило провести деформационную «калибровку» гидрогеологического сигнала и преобразовать данные по изменению уровня воды (метры и сантиметры) в единицы относительных объемных деформаций. В результате оказалось, что долговременное (за 40 лет), трендовое падение уровня составляет в единицах относительных деформаций величину 10^{-6} , что соответствует среднегодовой трендовой скорости деформаций - $2.5 \cdot 10^{-8}$ в год.

Таким образом, становится очевидным, что на протяжении последних 40–50 лет региональное поле напряжений во фронтальной части Главного Копетдагского надвига находится в квазистатическом состоянии. **Среднегодовая трендовая скорость деформаций**, измеренная по комплексу геодезических и гидрогеологических данных, составляет порядка $(1-4) \cdot 10^{-8}$ в год, что составляет **всего 1–2 амплитуды** земноприливных деформаций. Это парадоксальная ситуация, если учесть, что речь идет о регионе с высоким уровнем сейсмического потенциала, в пределах которого за указанный интервал времени происходили существенные сейсмические события.

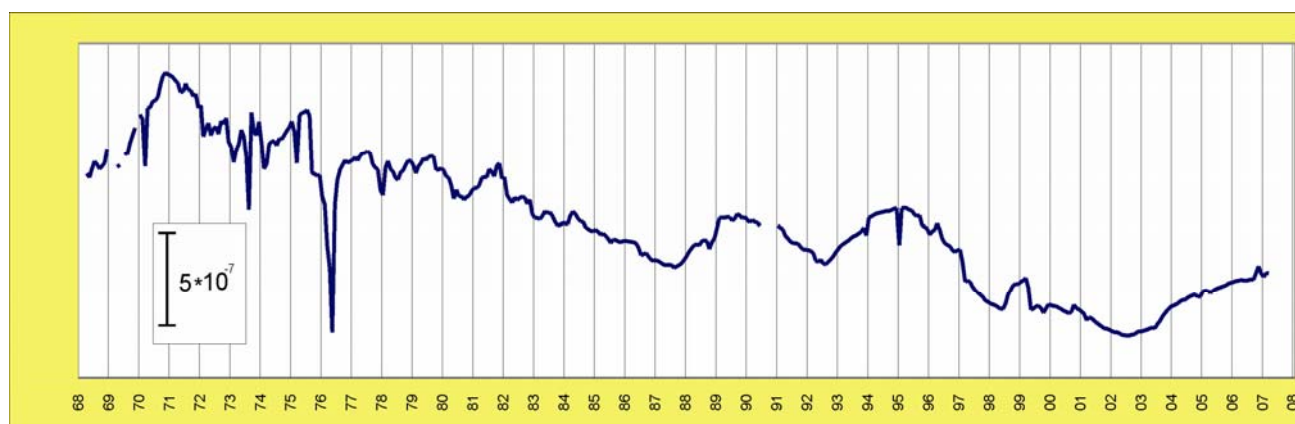


Рис. 6. Временной ход многолетних изменений уровня воды в скважине 2 Г

Парадоксы больших и малых скоростей в современной геодинамике. «Парадоксы скоростей» появились в проблеме «Современные движения земной коры», которая сейчас именуется «Современная геодинамика», во второй половине 20 века, когда многочисленные, разномасштабные повторные геодезические наблюдения приобрели систематический характер. Так, «парадокс» больших скоростей современных движений земной коры проявился в том, что при унаследованном характере движений от прошлых геологических эпох, современные вертикальные движения на платформе со скоростями порядка нескольких мм в год сформировали бы горы и впадины в несколько км высотой (глубиной), чего фактически нет [Буланже, Магницкий, 1974]. Для объяснения этого парадокса были привлечены представления [Магницкий, 1984] о прерывистом (пульсационном) характере движения астеносферного слоя, который приводит к знакопеременным вертикальным и горизонтальным движениям земной поверхности. Предложенные механизмы достаточно хорошо объясняли формирование основных пространственно-временных характеристик современных геодинамических процессов, полученных по результатам повторных нивелирных наблюдений вдоль линий Государственной нивелирной сети с большими интервалами между повторениями (десятки лет) и расстояниями между измерительными пунктами (десятки км).

Знаковым событием, разрушившим привычную парадигму унаследованного характера развития современных геодинамических процессов явилось организация Министерством нефтяной промышленности СССР в начале семидесятых годов прошлого века долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах. В качестве таких объектов были использованы территории крупных нефтегазоносных бассейнов древней докембрийской Русской платформы (Припятский прогиб, западное и северо-западное обрамления Прикаспийской впадины, Башкирский свод и Соликамская впадина), Западно-Сибирской плиты (Вартовский свод), предгорных и межгорных прогибов складчатых областей (Терско-Каспийский, Предгиссарский, Рионо-Куринский) [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Крайне важно, что параметры измерительных систем (густота пунктов, частота опроса и точность наблюдений) на геодинамических полигонах, расположенных в платформенных, асейсмичных районах, были идентичными системам измерений, расположенных в сейсмоактивных областях.

Выяснилось, что имеют место интенсивные локальные аномалии современных движений земной поверхности, приуроченные к зонам разломов различного типа и порядка. Эти движения высокоамплитудны (50-70 мм/год), короткопериодичны (0.1-1 года), пространственно локализованы (0.1-1 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости деформаций оказались крайне высоки ($5 \cdot 10^{-5} - 10^{-4}$ /год) и поэтому они были определены как **суперинтенсивные деформации (СД)** [Кузьмин, 1996].

Естественно, что подобный, «высокочастотный» спектр движений оказался трудно объяснимым в рамках динамики астеносферных процессов. В конечном итоге главный вопрос разрешения «парадокса» больших скоростей свелся к анализу соотношения региональных и локальных процессов. Действительно, если имеет место унаследованная схема деформирования, то локальные деформации в зонах разломов должны иметь монотонный, однонаправленный характер развития во времени в полном соответствии с морфолого-генетическими характеристиками разрывных структур и региональной схемой тектонических напряжений. Однако, оказалось, что локальная динамика разломных зон демонстрирует явно выраженный автономный характер.

Так в целях выявления тонкой структуры деформационных процессов на локальном уровне был проведен уникальный эксперимент. Вдоль простираения регионального Речицкого разлома (Припятская впадина, Белоруссия) было исследовано пространственное распределение вертикальных смещений, на основе 26 квазиортогональных пересечений зоны разлома нивелирными профилями. Уникальность заключалась в том, что практически одновременно проводились повторные высокоточные (с погрешностью 1.5-2 мм) наблюдения с интервалом порядка 1 года [Кузьмин, 2009].

На рис. 7, а, б) представлены итоговые результаты. Оказалось, что из 26 пересечений, только на 9 участках были выявлены аномальные деформации. Примечательно, что амплитуда и морфология аномальных смещений во многом идентичны. Из рис. 7, а следует, что величины среднегодовых скоростей варьируют в пределах от 10 мм в год до 20 мм в год. Морфологически смещения представляют собой узкие пикообразные просадки земной поверхности, имеющие ширину 0.5-1.0 км. Местоположение Речицкого разлома в пределах Припятской впадины и номера профилей, на которых были выявлены аномальные смещения, показаны на рис. 7,б.

Отсюда следует два важных вывода. Во - первых, показано, что даже в пределах одной разломной зоны картина пространственного распределения деформаций носит контрастно – неоднородный, дискретный характер. Во - вторых, полученные результаты указывает на отсутствие

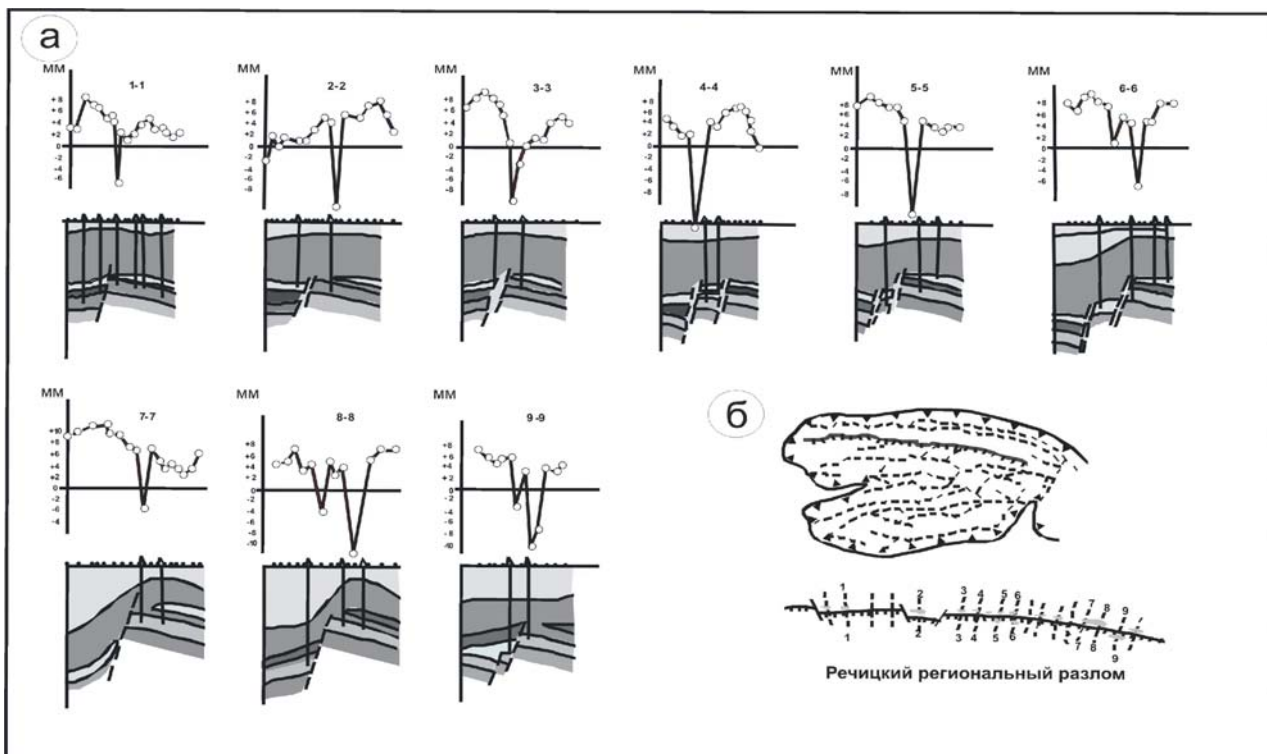


Рис. 7. Распределение современных вертикальных смещений земной поверхности по профилям, организованным вдоль простираения Речицкого разлома (а) и местоположение нивелирных профилей (б)

ступенеобразных вертикальных смещений в пределах столь ярко выраженной разломной зоны сбросового типа. Подробный анализ других разломных зон расположенных в пределах Припятской впадины так же выявил повсеместное проявление аномалий γ типа и отсутствие значимых ступенеобразных смещений, т.е. отсутствие унаследованности современных движений.

При тектонофизическом анализе результатов измерений в современной геодинاميке одним из наиболее важных вопросов является вопрос временной стабильности регионального напряженно-деформированного состояния. Зачастую исследователям приходится постулировать неизменность и/или монотонность во времени уровня и направленности регионального поля напряжений. Это естественным образом вытекает из анализа натурных данных. Нередко при использовании результатов геодезических наблюдений (наземных /или спутниковых) возникает необходимость тривиального осреднения и экстраполяции измеряемых кинематических величин (скорость и направленность смещений) в условиях редких и спорадических циклов повторных наблюдений, проводимых на больших базах измерений. Естественно, что при сопоставлении GPS- наблюдений, имеющих 2-3 повторных цикла измерений в интервале нескольких лет на расстояниях первых десятков или сотен км, с высокоточными наземными, многолетними наблюдениями, возникают принципиальные противоречия.

Так, по результатам ряда исследований, скорости относительных горизонтальных деформаций земной поверхности, полученные по данным GPS измерений, достигают величин $10^{-8} - 10^{-9}$ в год, в то время, как наземные наблюдения (светодальномерные и деформографические), выявляют среднегодовые скорости на уровне $10^{-5} - 10^{-6}$ в год. Все это позволяет трактовать выявленное несоответствие, как «парадокс» малых скоростей горизонтальных деформаций земной поверхности [Кузьмин, 2009].

Иными словами, «парадоксы» больших и малых скоростей деформаций в современной геодинاميке сводятся к надежно установленному эмпирическому факту – наличию исключительно высоких локальных скоростей деформаций в зонах разломов, порядка 10^{-5} в год и более, которые протекают в обстановке весьма низких региональных деформаций, имеющих среднегодовые скорости на 2-3 порядка меньше.

Природа современной геодинاميической активности разломов. Для детального анализа и установления природы явления резкого усиления деформационных процессов в зонах разломов предпочтительнее использовать феноменологический подход, т.е. оперировать наблюдаемыми величинами, поскольку именно этот подход используется в тех областях естествознания, когда объект наблюдения (в данном случае зона разлома) не доступен прямому измерению в полном

объеме.

С точки зрения феноменологического подхода необходимо выделить объект наблюдения как некоторую систему, которая выходит из состояния равновесия под влиянием различного вида воздействий. Здесь используется именно термин «воздействие» как это принято в теории динамических систем. При этом, воздействие может быть как силовым, так и полевым.

Применительно к современной геодинамике результат силового воздействия, к примеру, - это аномальные деформации земной поверхности, возникающие из-за флуктуаций атмосферного давления (барические деформации), а полевого – тепловые деформации, возникающие при температурных воздействиях на земную поверхность.

Как уже отмечалось, современное геодинамическое состояние недр обусловлено совокупностью природных и техногенных воздействий. В свою очередь, природные воздействия подразделяются по отношению к приповерхностному слою на эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние). Техногенные воздействия на недра распределены в достаточно узком слое геологической среды, поэтому проводить их разделение на внутренние и внешние не представляется целесообразным. По масштабам проявления, любые воздействия бывают глобальными, региональными, зональными и локальными.

На рисунке 8 представлена принципиальная схема формирования современного геодинамического состояния недр. Естественно, что каждый из видов воздействий имеет свою специфику и уровень интенсивности. Ниже будут рассмотрены основные характеристики каждого из видов воздействий на недра в отдельности и рассмотрены возможности их влияния на формирования современной аномальной геодинамики разломных зон, которая проявляется в форме суперинтенсивных деформаций земной поверхности (СД процессы).

Эндогенные природные воздействия подразделяются, по механизмам формирования, на эволюционные, пульсационные и знакопеременные [Кузьмин 1999; Сидоров, Кузьмин 1989].

Эволюционные эндогенные воздействия – это процессы, протекающие с постоянной скоростью и направленностью. К ним относятся процессы выделения ядра из мантии, тепловая конвекция, изостазия и т.п.

Пульсационные эндогенные воздействия – это процессы, которые протекают с переменной скоростью, но постоянной направленностью. Это, например, горизонтальное перетекание вещества верхней мантии под корой с прерывистой скоростью, поднятие подошвы астеносферы с переменной скоростью и т.п.

Знакопеременные эндогенные воздействия – это процессы, характеризующиеся, как переменной скоростью, так и переменной направленностью. Среди них – химико-плотностная конвекция, тепловая конвекция в мантии с частичным плавлением астеносферного слоя, волны напряжений в верхних слоях астеносферы и т.п.

Длительность протекания этих процессов составляет интервал от 10^9 до 10^2 лет. При этом, установлена четкая закономерность – уменьшение пространственно-временного масштаба процессов ведет к уменьшению глубины, размеров и длительности воздействия источника аномальных геодвижений и наоборот.

Эндогенные воздействия

Отдельно следует упомянуть земноприливные лунно-солнечные деформации, которые имеют длительность от нескольких часов до нескольких недель и весьма малые амплитуды деформаций – 10^{-8} – 10^{-9} . Эти воздействия можно в равной степени отнести, как экзогенным, так и эндогенным воздействиям. Они являются экзогенными по местоположению источника воздействия (Луна и Солнце) и эндогенными по механизму проявления.



Рис. 8. Схема формирования современного геодинамического состояния недр

Экзогенные воздействия

Экзогенные природные воздействия являются значительно более быстро протекающими процессами. Они также бывают эволюционными, пульсационными и знакопеременными и подразделяются, по своей природе, на две группы: экзогенные геологические воздействия и экзогенные метеорологические воздействия.

Экзогенные геологические воздействия – это процессы обусловленные, в основном, деятельностью поверхностных и подземных вод. К ним относятся овражно-балочные явления, заболачивание, сели, карсты, оползни, суффозионные и оползневые процессы и т.п. Длительность протекания этих процессов составляет месяцы и годы. Они имеют в основном эволюционную и пульсационную направленность. Глубина залегания этих воздействий не превосходит, как правило, нескольких десятков метров.

Экзогенные метеорологические воздействия – это деформационные процессы, обусловленные выпадением атмосферных осадков, изменением атмосферного давления и температуры.

Деформации земной поверхности, возникающие под воздействием выпадения атмосферных осадков, имеют регулярный (сезонный) и не регулярный характер. Уровень деформаций, обусловленный этим метеорологическим фактором, незначителен и достигает величин порядка 10^{-8} – 10^{-9} [Кузьмин 1989].

Гораздо более интенсивное воздействие на недра оказывают вариации атмосферного давления и температуры, которые обуславливают существование, соответственно, барических и температурных (термических) деформаций. Эти процессы имеют периодический (годовые и суточные колебания) и непериодический (циклоническая активность) характер.

Известно, что вариации атмосферного давления и температуры являются взаимосвязанными параметрами. Поэтому, зачастую, при анализе наблюдений трудно определить решающий вклад того или иного фактора в формирование метеорологической деформации. Для этого необходимо проведение численных оценок в рамках выбранного механизма взаимосвязи.

Колебания атмосферного давления и температуры составляют, соответственно, десятки бар (единицы МПа) и десятки градусов Цельсия (Кельвина). Однако, деформационные отклики земной поверхности на воздействие изменения температуры на 10°C (К) и изменения давления 10 бар (1 МПа), являются существенно различными. Автором доказана следующая теорема [Кузьмин, Жуков, 2004].

Теорема. Температурные деформации земной поверхности всегда превосходят барические на 2-3 порядка.

Доказательство. Пусть имеются температурные - $\varepsilon_T = \alpha \cdot \delta T$ и барические - $\varepsilon_P = \delta P / E$ деформации земной поверхности, где: E – модуль упругости Юнга приповерхностного слоя; α – коэффициент температурного расширения верхних слоев Земли; δP – вариация атмосферного давления; δT – изменения температуры. Тогда, отношение температурных и барических деформаций будет иметь следующий вид: $\varepsilon_T / \varepsilon_P = \alpha \cdot E \cdot \delta T / \delta P$. Если использовать внесистемные единицы и выражать E и δP в барах и, учитывая, что для приповерхностных условий $E = 10^5$ бар, а $\alpha = 10^{-5} / 1^{\circ}\text{C}$, то произведение $\alpha \cdot E$ всегда будет близко к единице и тогда из приведенных формул автоматически следует справедливость сформулированной теоремы, т.к. температура изменяется в градусах, а атмосферное давление в миллибарах.

Как показывают оценки [Сидоров, Кузьмин 1989], проведенные с учетом неоднородного распределения термоупругих свойств среды, суточные и годовые (сезонные) температурные деформации земной поверхности достигают величин порядка 10^{-5} .

Техногенные воздействия

Техногенные воздействия на недра подразделяются на физико-механические, химические и биологические. Техногенные воздействия *физико-механической* природы имеют прямое отношение к проблемам современной геодинамики, а *химические* и *биологические* косвенное, так как они в основном связаны с проблемами загрязнения окружающей среды.

К *физико-механическим* техногенным воздействиям относятся: наземное и подземное строительство, разработка месторождений полезных ископаемых, эксплуатация водоносных горизонтов и т.п., что приводит к изменению современного геодинамического (напряженно-деформированного) состояния недр.

В целом следует отметить, что эндогенные, экзогенные и техногенные воздействия не могут напрямую являться причиной современных суперинтенсивных деформаций земной поверхности в зонах разломов.

Эндогенные воздействия глобального и регионального масштаба имеют слишком длительные (по времени) и обширные (по пространству) воздействия для того, чтобы объяснить локальные и знакопеременные деформации. Зональные и локальные эндогенные процессы (сейсмическая активность) не могут являться причиной возникновения СД процессов в асейсмичных регионах.

Экзогенные геологические воздействия имеют в основном эволюционный характер и не объясняют знакопеременный характер СД процессов. Некоторые экзогенные метеорологические воздействия (температурные деформации) соотносятся по уровню и длительности с СД процессами, но они, как правило, имеют строго периодический (годовой и суточный) характер и учитываются соответствующими метеорологическими процедурами обработки данных.

Техногенные воздействия могут быть причиной возникновения аномальных деформаций земной поверхности, но только в местах интенсивного недропользования и не обязательно в зонах разломов. Исключение составляют так называемые техногенно-индуцированные СД процессы, когда месторождения нефти и/или газа расположены в тектонически раздробленных структурах.

В предыдущих работах автора [Кузьмин, 1989, 1996, 1999, 2004, 2009] были приведены многочисленные примеры, которые несомненно указывает на локальную пространственно-временную нестабильность (неустойчивость) процессов деформирования, имеющих место в пределах собственно разломных зон в обстановке квазистатического регионального нагружения. При этом, характерно, что возникновение СД – аномалий обусловлено малыми воздействиями. Так, например, инструментально зафиксирован высокоточными нивелирными измерениями эффект процесса подготовки камчатского землетрясения 2 марта 1992 г с $M = 7.1$, которое произошло на расстоянии 100 км от нивелирного профиля. Этот эффект проявился в разломной зоне с амплитудой на $1.5 \div 2$ порядка интенсивней, чем в бортовой части. Примечательно, что воздействие от процесса подготовки землетрясения, которое, затухая, достигает в окрестности нивелирного профиля уровня деформации порядка 10^{-6} , в зоне разлома отмечается деформацией порядка 10^{-4} [Кузьмин, 1999].

В связи с этим в основу объяснения СД – явлений должен быть положен такой механизм, который единым образом описывает, как локальную неустойчивость и не стационарность процессов, их высокие амплитуды, так и повсеместность их проявления в регионах с различными сейсмотектоническими и геодинамическими режимами.

Если, в рамках феноменологического рассмотрения, ограниченную в пространстве область выделить в качестве объекта наблюдения и оградить от воздействия окружающей среды, то по истечении некоторого промежутка времени внутри выделенной области (каковы бы ни были свойства заполняющей ее материи) прекратятся все наблюдаемые явления. Такое состояние, однажды наступив, сохраняется сколь угодно долго и не может быть нарушено, пока система изолирована от воздействий окружающей среды. Есть только единственная возможность вывести изолированную систему из состояния равновесия - нарушить изоляцию.

В данном случае объектом наблюдения является участок земной поверхности расположенный в пределах разломной зоны и находящийся под влиянием совокупности экзогенных, эндогенных и/или техногенных воздействий. Учитывая, что разломные зоны, как области повышенной трещиноватости, являются зонами несомненного «нарушения изоляции» между объектом наблюдения и окружающей среды, то именно эти зоны обеспечивают режим наибольшего благоприятствования для экзогенных, эндогенных и техногенных воздействий при выводе системы из состояния равновесия.

Согласно традиционным представлениям динамика разломов обусловлена силовым воздействием меняющегося во времени регионального поля тектонических напряжений (эндогенное воздействие), которое приводит к сдвиговым перемещениям смежных объемов (блоков) среды, локализованных в пределах собственно разломных зон. В этом случае уровень приложенной нагрузки должен быть соизмерим (адекватен) с уровнем деформационного отклика. Однако многочисленные эмпирические данные, включая приведенные выше, входят в существенное противоречие с представлениями о степени адекватности приложенных воздействий и деформационных откликов среды.

Для разрешения этих «парадоксов» и установления взаимосвязи региональных и локальных процессов в современной геодинамике в [Кузьмин, 1989, 1989] были использованы методы наследственной механики деформируемых сред [Работнов, 1977]. Рассматривая, для феноменологической иллюстрации, одномерное уравнение развития деформации во времени можно записать:

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(t-\Theta) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta, \quad (1)$$

где: $\sigma(t)$ и $E(t)$ – приложенное напряжение и модуль Юнга соответственно; $(t-\Theta)$ – история нагружения, K – интегральное ядро Вольтерра, характеризующее функцию памяти (унаследованности) процесса. Справедливо полагая, что установившееся вязкое течение является полностью унаследованным процессом, можно уравнение (5) переписать в следующем виде:

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(\sigma) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta. \quad (2)$$

Дифференцируя (2) по времени получим:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + K(\sigma) \cdot \sigma. \quad (3)$$

Так как в случае установившегося течения: $K(\sigma) = \frac{1}{\eta}$, то (3) будет иметь вид:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + \frac{\sigma}{\eta}. \quad (4)$$

Уравнение (4) является аналогом уравнения Максвелла для вязкоупругой среды, но для сред с нестабильными во времени жесткостными характеристиками, т.к. модуль нормальной упругости (модуль Юнга) в физическом смысле является коэффициентом «сопротивляемости» (жесткости) среды приложенным нагрузкам. В случае неизменности во времени жесткостных свойств, второе слагаемое стремится к нулю и (4) переходит в уравнение Максвелла.

Уместно отметить, что структура многих базовых законах физики конденсированных сред (закон Гука, Закон Ома, Закон Ньютона для скорости движения вязкой среды и др.) представлена дробью, где в числителе обозначено воздействие на объект, а параметр сопротивления (в обобщенном смысле) расположен всегда в знаменателе. Как правило, варьирование во времени происходит в числителе, а знаменатель предполагается пассивным элементом. Однако, можно показать, что в случае «переменных знаменателей» необходимо проведение сравнительного анализа вклада каждой из составляющих дроби.

Пульсационный и знакопеременный характер выявленных движений, «парадоксальное» отклонение от унаследованной схемы развития, позволяет пренебречь третьим слагаемым в (8), поскольку именно это слагаемое описывает состояние унаследованного движения от прошлых геологических эпох. В этом случае уравнение (4) трансформируется в:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E}. \quad (5)$$

Если первое слагаемое очевидно и означает прямое силовое воздействие на разломную зону, то второе слагаемое, обеспечивающее возникновение аномальных деформаций за счет переменной во времени жесткости среды, менее очевидно и требует разъяснений.

Из теории колебаний хорошо известно, что любую систему вывести из состояния равновесия (возбудить систему) можно двояким образом: либо посредством внешнего силового воздействия на систему в целом, либо путем возмущений внутренних параметров системы, предварительно нагруженной извне. Такой тип вывода системы из состояния равновесия назван в физике **параметрическим** возбуждением.

Наиболее часто приводимый пример параметрического возбуждения процессов – это человек, который, приседая и вставая на качелях, может раскачать сам себя, без вмешательства внешней, вынуждающей силы. В этом случае предварительно нагруженная система – маятник «человек – качели» изменяет свой параметр (длину маятника, как расстояние от точки подвеса до центра тяжести), что приводит к выводу ее из состояния равновесия. Принципиально важно, что возбуждающие силы действуют не в направлении совершающихся колебаний, а в перпендикулярном направлении. Очевидно, что эти силы не могут непосредственно совершать работу над колебательной системой. Работа совершается силой веса человека и вкладывается в систему посредством изменения ее параметра.

Возвращаясь к проблемам современной геодинамики разломов, можно утверждать, что СД-процессы, обусловленные флуктуациями внутренних параметров среды в обстановке региональных квазистатических полей напряжений, есть ярко выраженный пример параметрического возбуждения.

Энергетика возникновения этих процессов представляется следующим образом. Существующие в геологической среде длительное время региональные, квазистатические силы (напряжения) тектонического и гравитационного генезиса производят работу на локальных перемещениях (деформациях), которые вызваны изменениями во времени жесткостных характеристик в локализованных фрагментах разломов, обусловленными малыми, индуцированными воздействиями на внутренние параметры среды разломных зон. Именно поэтому эти деформации были названы *параметрическими* [Кузьмин 1989].

В рамках этих представлений становится очевидным происхождение СД-аномалий в разломной зоне на Камчатке, когда процесс подготовки землетрясения привел к уменьшению жесткостных характеристик флюидонасыщенной трещиноватой среды, изначально тектонически и гравитационно нагруженной разломной зоны, что привело к локальным просадкам земной поверхности. Аналогично этому происходило возбуждение, приведенных выше, СД процессов в Копетдагской сейсмоактивной зоне. В Припятской впадине аномальные деформации зафиксированы в пределах разлома, к которому приурочены нефтеносные структуры, что также подтверждает параметрически индуцированную природу возникновения активизации разломной зоны.

Тот факт, что в рассмотренных примерах суперинтенсивные деформации вызываются малыми воздействиями, позволяет отнести эти процессы к разряду индуцированных. Следует особо остановиться на термине «индуцирование». А.В. Николаев при рассмотрении эффектов наведенной сейсмичности использует понятие «индуцированный», как «вызванный» (от английского *to induce* - *вызывать, принуждать*). Однако автор данной работы обращает внимание на то, что происхождением термина «индуцированный» мы обязаны Ф. Бэкону и М. Фарадею, которые ввели термин «индукция» (от английского *the induction* - *наведение*) и, который описывает процессы выведения из равновесия физических систем малыми, подчас «не очевидными» воздействиями. Естественно, что можно для описания индуцированных процессов использовать и русское значение данного термина. Однако, отдавая дань существующей в физике традиционной терминологии, автор предпочитает сохранить ее и в геофизике. В противном случае, пришлось бы говорить не о законе электромагнитной индукции, а о законе электромагнитного наведения, или о наведенном излучении и т.д.

Для большей наглядности, при объяснении параметрически индуцированных процессов, автор, при чтении лекций, использует следующий наглядный пример. Пусть имеется та же механическая система – человек на качелях. Предположим, что к нему дважды подлетает шмель. В первом случае шмель натывается на человека, но его массы явно не достаточно, чтобы вывести систему из состояния равновесия. Во втором случае, человек заметил шмеля, он инстинктивно приседает, затем встает, и этого уже достаточно, чтобы система «человек – качели» начала раскачиваться. Таким образом, воздействие «полета шмеля» может быть двояким: силовым, как в первом случае и параметрическим, как во втором.

Применительно к проблемам современной геодинамической активизации разломных зон параметрическое воздействие «полета шмеля» – это подготовка отдаленного сейсмического события (Камчатка, Копетдаг) или флюидодинамические процессы в нефтеносных районах Припятской впадины.

В этом смысле ***современные суперинтенсивные деформации (СД) разломных зон - это параметрически индуцированные тектонические деформации геологической среды*** [Кузьмин 1996; 1999]. Из вышеизложенного следует, что существуют два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов (рис. 9):

вариант I - зона разлома представляет собой ослабленный участок среды, вдоль которого происходят движения блоков, напрямую обусловленные вариациями во времени поля напряжений;

в варианте II реализуется механизм параметрического возбуждения (индуцирования) аномальных деформаций в зоне разлома. В этом случае региональное поле напряжений квазистационарно, а разломная зона - представляет собой параметрически возбудимую (малыми воздействиями) активную среду.

В этом случае, уравнение (9) отражает два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов: силовой и параметрический.

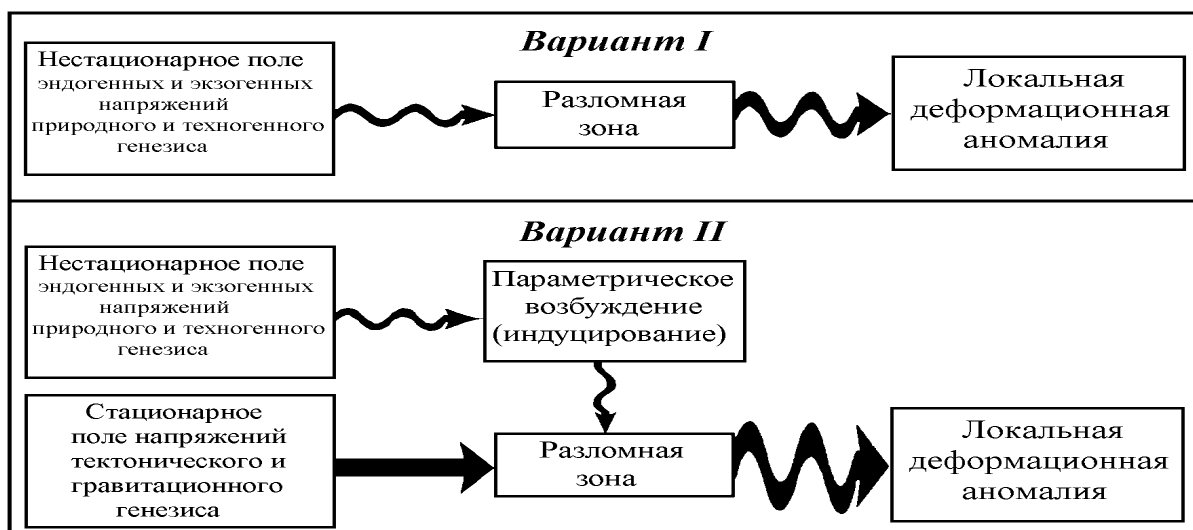


Рис. 9. Схема формирования аномальных деформационных процессов в зонах разломов

Рассматривая физическую природу возникновения импульса СД необходимо иметь в виду следующее. Геологическая среда в современном нам (реальном) масштабе времени находится под воздействием системы внешних и внутренних (экзогенных и эндогенных), квазистатических (глобальное и/или региональное поле напряжений) и динамических (приливы, неравномерное вращение Земли, процессы подготовки землетрясений, взрывы, сейсмические волны, техногенные нагрузки и т.д.) воздействий. В разломных зонах постоянно присутствуют и перераспределяются динамически активная и химически агрессивная флюидная система. Взаимодействие и совокупное влияние этих факторов реализуется, в первую очередь в зонах разломов с неустойчивыми механическими характеристиками, посредством кратковременных флуктуации жесткостных характеристик горных пород в локальных объемах. Следствием этого процесса, является возникновение СД-аномалий [Кузьмин, 1996, 1999].

Оценить вклад каждого из вариантов в процессе современной геодинамической активизации разломов можно на примере формирования γ аномалии (рис. 10).

Согласно первому варианту γ -аномалия возникает за счёт приращения во времени регионального поля напряжений (например, раздвиг блоков фундамента и проседание весомой толщи вышележащих пород [Григорьев и др., 1987]. Во втором варианте региональное поле напряжение остается неизменным во времени и проседание весомой толщи происходит за счёт уменьшения жесткостных характеристик внутри разломной зоны [Кузьмин, 1989]. Так как: $S_1 = S'_1 + S_0$; $S_2 = S'_2 + S_0$, то поверхность S_0 , на которой выявлена аномалия, входит и в S_1 и в S_2 , а это означает, что кинематически равновероятны оба варианта схемы деформирования.

Для оценки вклада каждого из механизмов в образование наблюдаемых аномалий необходимо определить среднегодовую скорость деформирования в (5) на временном интервале, типичном для повторных нивелирований (порядка одного года).

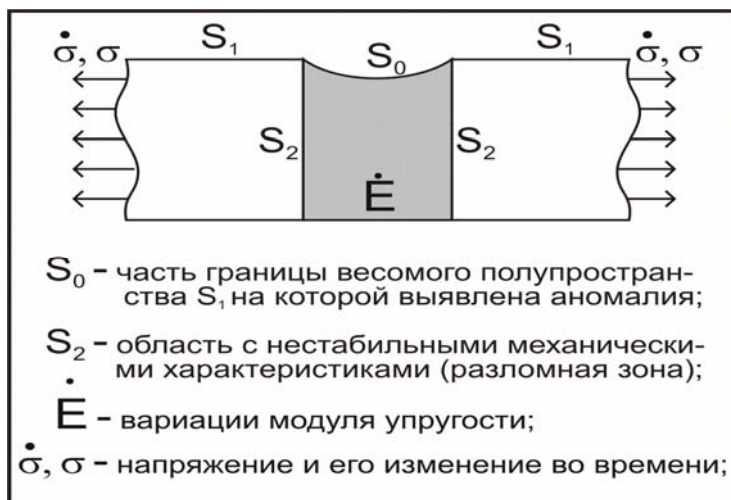


Рис. 10. Схема формирования γ аномалии

Если положить, что скорости вариации параметров меняются по гармоническому закону, то:

$$\dot{\sigma} = \dot{\sigma}_0 \cdot \cos 2\pi t/T_1, \quad (6)$$

$$\dot{E} = \dot{E}_0 \cdot \cos 2\pi t/T_2, \quad (7)$$

где: T_1 и T_2 – периоды изменения внешних (региональное поле напряжений) и внутренних параметров (жесткость разломной зоны) среды соответственно.

Известно, что региональные поля напряжений меняются весьма медленно ($T_1 \geq 10^3 - 10^5$ лет), а жесткостные параметры разломных зон меняются гораздо быстрее. Судя по временным вариациям параметров земноприливных деформаций, сейсмоскоростным аномалиям в процессе подготовки землетрясений и т.д. T_2 находится в интервале $10^{-1} - 10^1$ лет. Тогда подставляя (6) и (7) в (5) и находя среднегодовую скорость в интервале $0 - T_2/4$ ($T_2 = 4$ года), получается:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{4\dot{\sigma}_0}{T_2 E} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi t/T_1 dt - \frac{4\dot{E}_0}{T_2 E^2} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi t/T_2 dt. \quad (8)$$

Подставляя типичные значения $\dot{\sigma} = 10^{-2}$ МПа/год; $\dot{E}/E = 0.01/\text{год}$ $\sigma = \sigma_0 = 100$ МПа; $E_0 = 10^4$ МПа; $T_1/T_2 = 10^4$ и проведя интегрирование, видно, что наблюдаемую скорость аномальных деформаций 10^{-5} в год обеспечивает второе слагаемое в (5), в то время как первое слагаемое оказывается на два порядка меньшим. Если же процедуру осреднения проводить на интервале времени $0 - T_1/4$ ($T_1 = 4 \cdot 10^3$ лет), что соответствует геолого-геоморфологическим методам определения скоростей движений земной коры, то в этом случае вклад первого слагаемого в (5) окажется на два порядка большим, чем второго. В этом случае формирование СД - процессов обеспечивает вариант II формирования локальных деформационных аномалий (рис. 9).

Вариант I представляет собой типичный линейный усилитель деформаций, когда внешние воздействия усиливаются за счет пониженной жесткости разломной зоны, как это следует из первого слагаемого уравнения (5). Это должно означать, что жесткостные характеристики разломной зоны должны быть на 2-3 порядка меньше, чем в бортовой зоне. Но тогда, например, приливные деформации в зонах разломов должны достигать величин $10^{-5} - 10^{-6}$. Подобные величины никогда не выявлялись по многочисленным и многолетним инструментальным наблюдениям земноприливных наклонов и деформаций.

Вариант II характеризует ситуацию, когда разломная зона представляет собой нелинейный параметрический усилитель деформаций.

Таким образом, можно полагать, что локальные деформационные процессы, регистрируемые многократным нивелированием в зонах разломов, обусловлены, в основном «внутренними» источниками (параметрическими деформациями), а региональные процессы обеспечивают квазистатический фон приложенных напряжений, характер которых определяет конкретную морфологию аномалий.

Изложенные выше представления о параметрической природе аномально высокой активности разломных зон позволяет предложить решение «парадоксов» больших и малых скоростей современных движений земной поверхности. Если вновь рассмотреть уравнение Максвелла, обобщенное на случай неустойчивости во времени жесткостных параметров среды (формула (4)), то оказывается, что использование первого слагаемого позволяет разрешить «парадокс» больших скоростей в рамках схемы внешнего силового воздействия астеносферного слоя, предложенного В.А. Магницким.

Однако, в рамках этого подхода не удастся разрешить «парадокс» малых скоростей, т.к. малым внешним силовым воздействиям соответствуют и малые деформационные отклики среды. В то же время, выше было показано, что имеют место деформационные аномалии с высокой скоростью деформирования в зонах разломов при низких скоростях внешнего, по отношению к разломной зоне, скоростях нагружения.

Использование второго слагаемого, которое характеризует так называемое «параметрическое» возбуждение (индуцирование) процессов, позволяет достаточно адекватно разрешать оба «парадокса» скоростей в современной геодинатике. Действительно, вариации во времени внутренних параметров среды в обстановке внешнего квазистатического нагружения, обеспечивают наличие высоко интенсивных деформаций в зонах разломов («парадокс» больших скоростей) и малую интенсивность региональных деформаций («парадокс» малых скоростей).

Исключительно важным аргументом в пользу использования «параметрической» идеологии при разрешении обоих «парадоксов» является анализ энергетики деформационных процессов. Как

следует из основ физики деформируемых сред с дефектами, процесс нагружения деформируемой среды может быть осуществлен двумя путями: «мягким» и «жестким». В случае «мягкого» нагружения деформационные процессы развиваются в обстановке фиксированных, квазистатических нагрузок. При реализации «жесткой» схемы фиксированными являются смещения (деформации). В опытах с образцами горных пород первая схема соответствует, так называемым испытаниям на ползучесть. В рамках «жесткой» схемы реализуется заданная программа фиксированного (монотонного) смещения нагружающих элементов пресса.

Можно достаточно легко показать, что накоплению энергии и концентрации напряженно-деформированного состояния в случае «мягкой» схемы соответствует «мягкое» включение – область пониженных жесткостных параметров среды. В случае «жесткой» схемы накопление энергии происходит в пределах «жестких» включений – областей повышенной жесткости среды.

Важно отметить, что зачастую, многие исследователи используют термин «разуплотненность» характеризуя увеличение степени трещиноватости среды. Это во многом понятно, поскольку в геолого-геофизической литературе очень часто термин «уплотнение» означает «ужесточение» и наоборот.

Действительно, во многих случаях более плотные породы имеют большую жесткость (прочность). Однако не следует забывать, что плотность гранита составляет величину $\rho = 2.9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а, например, ртути $\rho = 13,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Поэтому термины «плотность» и «жесткость» не являются идентичными понятиями. Более того, эти два понятия иногда выступают в качестве принципиальных антиподов.

Так, например, в формуле такого традиционного геодинамического параметра, как скорость сейсмических волн, жесткость среды (K) расположена в числителе, а плотность (ρ) в знаменателе ($V = \sqrt{K/\rho}$). Увеличение жесткости среды («ужесточение») приводит к увеличению скорости сейсмических волн, а уплотнение, соответственно, к уменьшению. Это находится в полном соответствии с принятой в акустике (сейсмические волны – это «земной звук») феноменологической моделью, согласно которой среда представлена набором материальных шаров плотностью ρ и упругими пружинами жесткостью K. Естественно, что более жесткие пружины лучше передают колебания, а более тяжелые шары, затрудняют эту передачу.

Может показаться, что подобная ситуация противоречит экспериментальным данным. Так, надежно установлено, что с глубиной увеличивается и скорость сейсмических волн, и плотность среды. Согласно же приведенной формуле, при увеличении плотности скорость должна падать. Но это справедливо, если считать, что жесткость среды не меняется с глубиной.

В действительности же, и жесткость среды и ее плотность увеличиваются с глубиной, но увеличение жесткости с глубиной оказывается существенно большим, чем плотности. Таким образом, жесткость среды является более тензочувствительным параметром, чем плотность для величины скорости сейсмической волны. Именно поэтому для описания процессов трещинообразования более уместно использование термина «разупрочнение» («размягчение»). К сожалению, в сейсморазведке, при построении сейсмических разрезов учитывается только плотность, точнее линейная корреляционная зависимость скорости от плотности, что существенно снижает возможности тектонофизической интерпретации сейсморазведочных данных.

Если, в рамках феноменологического подхода, в качестве базового энергетического параметра выбрать удельную объемную потенциальную энергию деформирования, то она может быть выражена в двух формах, учитывающих параметры жесткости, напряжений и деформаций. В первом случае используются параметры жесткости и напряжения:

$$e = \frac{\sigma^2}{2 \cdot E}. \quad (9)$$

Во втором случае – жесткости и деформации:

$$e = \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2. \quad (10)$$

Если теперь, как и прежде, считать, что $\sigma = \sigma(t)$, $\varepsilon = \varepsilon(t)$, $E = E(t)$, то варьируя величину удельной энергии во времени, можно оценить знак ее изменения (накопление или уменьшение) в зависимости от знака изменений параметров жесткости («ужесточение» или «размягчение») для «мягкого» и «жесткого» способов нагружения, соответственно:

$$\delta e = \frac{\sigma \cdot \delta \sigma}{2 \cdot E} - \frac{\sigma^2}{2 \cdot E} \cdot \alpha, \quad (11)$$

где: $\alpha = \frac{\delta E}{E}$ - относительное изменение жесткости среды.

$$\delta e = E \cdot \varepsilon \cdot \delta \varepsilon + \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2 \cdot \alpha. \quad (12)$$

В случае «мягкого» нагружения - $\sigma = const$, $\sigma^* = 0$, то изменение энергии будет:

$$\delta e = - \frac{\sigma^2}{2 \cdot E} \cdot \alpha. \quad (13)$$

Для «жесткого» нагружения - $\varepsilon = const$, $\delta \varepsilon = 0$:

$$\delta e = \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2 \cdot \alpha. \quad (14)$$

Отсюда следует, что в случае $\alpha < 0$ (размягчение) энергия накапливается ($\delta e > 0$) при мягкой схеме нагружения, а в случае $\alpha > 0$ (ужесточение) энергия накапливается ($\delta e > 0$) при «жесткой» схеме нагружения.

Иными словами, в случае малых скоростей регионального деформирования аномальное напряженно-деформированное состояние будет формироваться в пределах «мягких» включений, т.е. в зонах разломов различного типа и порядка.

Математическое моделирование деформационных процессов в зонах разломов. В исследованиях по геодинамике и сейсмологии, и, особенно, при проведении аналитического описания процессов, под разломом обычно понимают либо некоторую поверхность скольжения во внутренних участках среды, на которой имеет место скачок смещений, либо некое объемное включение различной конфигурации, имеющее физико-механические свойства, отличные от свойств вмещающей среды.

В работе [Кузьмин, 1999] дан обзор наиболее известных аналитических и численных моделей формирования аномального напряженно-деформированного состояния в окрестности разломов и приведен их сравнительный анализ. Там же сделан вывод, что для описания современной геодинамики разломов можно использовать аналитические модели разломов в виде дислокаций и упругих включений в однородной линейно-упругой невесомой среде.

Изучение характера деформирования разломных зон совместно с геодинамической и петрофизической обстановкой исследуемых регионов позволило построить механизмы формирования выявленных типов аномалий вертикальных смещений [Кузьмин 1989; 1990]:

- аномалии типа γ обусловлены активизацией трещин отрыва вертикальной ориентации и локальными просадками вышележащей толщи пород в обстановке квазистатического субгоризонтального растяжения;

- аномалии типа S (дифференцированные смещения бортов) вызваны уменьшением жесткостных характеристик зон наклонных разломов, что при квазистатически приложенных напряжениях приводит к локальным сдвиговым перемещениям;

- аномалии типа β (региональные изгибы) связаны с накоплением трещин квазигоризонтальной ориентации (дилатансионное разупрочнение), что приводит к цилиндрическому изгибу верхних слоев земной коры в обстановке квазистатического субгоризонтального сжатия.

Рассмотренные эмпирические материалы позволяют построить количественную модель формирования локальных геодинамических аномалий. Она представляет собой полубесконечное твердое тело, имеющее включение (неоднородность) с иными механическими свойствами, чем вмещающая ее среда, на границе которой заданы фиксированные (постоянные) смещения или напряжения.

Выше отмечалось, что по отношению к длительности протекания локальных деформаций внешнее, региональное нагружение носит квазистатический характер, т.е. является фиксированным. Кроме того, если задавать на границе постоянные перемещения, то это означает, что Земля является деформационной машиной, соответствующей жесткой схеме нагружения, используемой при экспериментах на образцах горных пород. Однако при таком характере нагружения должна сохраниться полная унаследованность движений земной поверхности от движений блоков фундамента.

В действительности, в подавляющем большинстве случаев локальные геодинамические аномалии не наследуют ни адекватные сдвиговые перемещения смежных объемов консолидированной части коры по зонам разломов, ни форму кровли фундамента [Кузьмин, 1989,

1999; Сидоров, Кузьмин, 1989]. Все это свидетельствует в пользу мягкой схемы регионального нагружения, т.е. обстановки квазистатического, фиксированного напряженного состояния.

Задача изучения перемещений поверхности упругого полупространства, содержащего включение, решалась многими авторами для различных геофизических и сейсмологических задач. По-видимому, первой публикацией на эту тему следует считать работу [Sezava, 1929], в которой были получены аналитические выражения для наклонов и деформаций поверхности упругого полупространства в окрестности деформационного включения (область среды, содержащая аномальную деформацию). И.П. Добровольский [1984] получил формулу для смещений свободной поверхности при оценке аномальных предвестниковых деформаций:

$$U_r = - \iiint_v \left[\frac{\delta K}{K} \cdot \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \cdot \delta_{ij} + \frac{\delta \mu}{\mu} \left(\sigma_{ij}^0 - \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \cdot \delta_{ij} \right) \right] G_{i,j}^r dV_\zeta, \quad (15)$$

где: σ_{ij}^0 – тензор заданных напряжений вне включения; $G_{i,j}$ – производная функции Грина;

$\frac{\delta K}{K}, \frac{\delta \mu}{\mu}$ – изменения объёмного и сдвигового упругих модулей во включении объёма V ; δ_{ij} –

функция Кронекера.

С.М. Молоденский [1983] для оценки влияния разломов на амплитуды земноприливных деформаций и наклонов получил это выражение в иной форме:

$$U_r = - \iiint_v \left[d\lambda \cdot \text{div} \tilde{U} \cdot \text{div} \tilde{U} + \delta \mu \cdot \frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial \xi_k} \left(\frac{\partial U_i^0}{\partial \xi_k} + \frac{\partial U_k^0}{\partial \xi_i} \right) \right] dV_\zeta, \quad (16)$$

где: U_{ik}^0 – тензор заданных вне включения смещений; $\tilde{U}_{ik}$ – функция Грина; λ – параметр Ламэ.

Аналогичная формула была получена при исследованиях по влиянию вариаций упругих модулей на скорости сейсмических волн [Knopoff, Randall, 1970].

В работе [Кузьмин 1990], на основании теоремы взаимности работ для среды с дисторсией показано, что для изотропного включения:

$$U_r(\xi) = \varepsilon_{ij}^0(x) \cdot \iiint_v \sigma_{ij}^{(r)}(x, \xi) dV_\zeta. \quad (17)$$

Здесь ε_{ij}^0 – есть дисторсия или избыточная деформация, которая создает локальный источник деформационных аномалий в объёме среды V (во включении), которую в общем случае можно

выразить как: $\varepsilon_{ij}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} \cdot U_{k,e}^0$, где $\frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} = \alpha$ – относительное изменение тензора упругих

модулей. ε_{ij}^0 – есть по существу параметрическая деформация, т.к.:

$$\varepsilon_{ij}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} \cdot U_{k,e}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}^2} \cdot \sigma_{ke}^0. \quad (18)$$

В выражении (17) $\sigma_{ij}^{(r)}$ – есть тензор напряжений Грина, который может быть выражен либо как:

$$\sigma_{ij}^{(r)} = 2\mu(G_{i,j}^{(r)} + \sigma_{j,i}^{(r)}) + \lambda\delta_{ij} \cdot G_{j,i}^{(r)}, \quad (19)$$

где: $G_{i,j}^{(r)}$ – производная тензора функции Грина для смещений упругого полупространства; либо:

$$\sigma_{ij}^{(r)} = K\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)} + 2\mu(G_{i,j}^{(r)} - \frac{1}{3}\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)}). \quad (20)$$

Тогда подставляя либо (19), либо (20) в (17) можно получить соответственно выражения (15) или (16), что доказывает их эквивалентность.

Подставляя в (17) значения функции Грина можно показать, что, например, для вертикальных смещений:

$$U_3 = \frac{\alpha \cdot (1 - 2\nu) \cdot \sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{Z dx dy dz}{R^3}, \text{ где: } R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (21)$$

Чтобы получить аналитические выражения в работах [Кузьмин 1989, 1999], была использована гравидеформационная аналогия, которая основана на том, что выражение (21) формально подобно формуле для первой производной гравитационного потенциала (вертикального градиента потенциала) Δg и имеет вид:

$$\Delta g = -f\delta\rho \iiint_V \frac{Z dx dy dz}{R^3}. \quad (22)$$

Сравнение выражений (21) и (22) показывает, что их можно представить в виде произведения двух сомножителей: $\Phi \times \Gamma$; где: Φ – физический сомножитель, описывающий интенсивность деформационной или гравитационной аномалии, а Γ – геометрический, описывающий пространственную конфигурацию деформационной или гравитационной аномалии в зависимости от формы включения (аномалеобразующего тела).

Учитывая найденную аналогию, можно, используя известные в теории гравитационного потенциала выражения для геометрического сомножителя, получить аналитические выражения для смещений и деформаций свободной поверхности упругого полупространства, содержащего объёмные включения различной конфигурации, в которых изменяются объёмные модули.

Для сравнительного анализа распределения смещений земной поверхности от различных включений (модельных аналогов разломных зон), на рис. 11 представлены кривые вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности, построенные в едином вертикальном и горизонтальном масштабах.

При этом следует иметь в виду, что для модельных аналогов (бесконечного и ограниченного цилиндров, а также сферы) глубины залегания центров включений ($h = 9$ км), радиусы ($r = 3$ км), относительные изменения модулей ($\alpha = 0.03$) во включении, а также уровень приложенного напряжения ($\sigma = 100$ МПа) и жесткость вмещающей среды ($\mu = 10^4$ МПа) являются одинаковыми.

Как видно из рисунка, трем различным видам включений (аналогов аномалий типа регионального изгиба) соответствуют различные уровни амплитуд и характеры затухания кривых, как для вертикальных, так и для горизонтальных смещений поверхности. Характерно, что распределение смещений для ограниченного цилиндра (при соотношении горизонтальных и вертикальных размеров, как 4:1), занимает промежуточное положение между сферой и бесконечным цилиндром, которые следует рассматривать как предельные варианты.

Аналогичные результаты получены и для двух различных типов призм: вертикальной и горизонтальной. Для оценок использованы те же, что и выше, параметры для σ , α и μ . Ширина призмы равна: $2a = 0.25$ км (вертикальная призма) и $2a = 1.6$ км (горизонтальная призма), а длина $D - d = 1.06$ км (вертикальная призма) и $D - d = 0.25$ км (горизонтальная призма). Глубина залегания центра включения в обоих случаях составила 1 км.

Из графиков распределения вертикальных и горизонтальных смещений видно, что имеет место принципиально различный характер затухания амплитуд для вертикальной и горизонтальной призм. Для вертикальной призмы (аналог разломной зоны) распределение вертикальных смещений поверхности имеет ярко выраженный пикообразный характер, который неоднократно отмечался в данных полевых наблюдений и является «каноническим образом» γ -аномалии. Модельный аналог разломной зоны в форме горизонтальной призмы хорошо аппроксимирует горизонтально залегающий пласт. Этот вариант может быть использован для оценок влияния режима флюидной разгрузки в пределах нефтегазоносных горизонтов на деформации земной поверхности.

В целом же необходимо отметить, что γ -аномалии проявляются повсеместно и в меньшей степени зависят от характера региональных напряжений. Это происходит вследствие того, что данный тип аномалий имеет относительно небольшую (0.1-3 км) глубину залегания источника. Кроме того, верхние слои геологической среды всегда менее нагружены (т.е. относительно «растянуты»), а это приводит к благоприятной ориентации внешнего поля напряжений по отношению к вертикальным трещинам отрыва и, следовательно, к генерации γ -аномалий. Если напрямую сравнивать теоретические и наблюдаемые распределения смещений то окажется, что между ними во

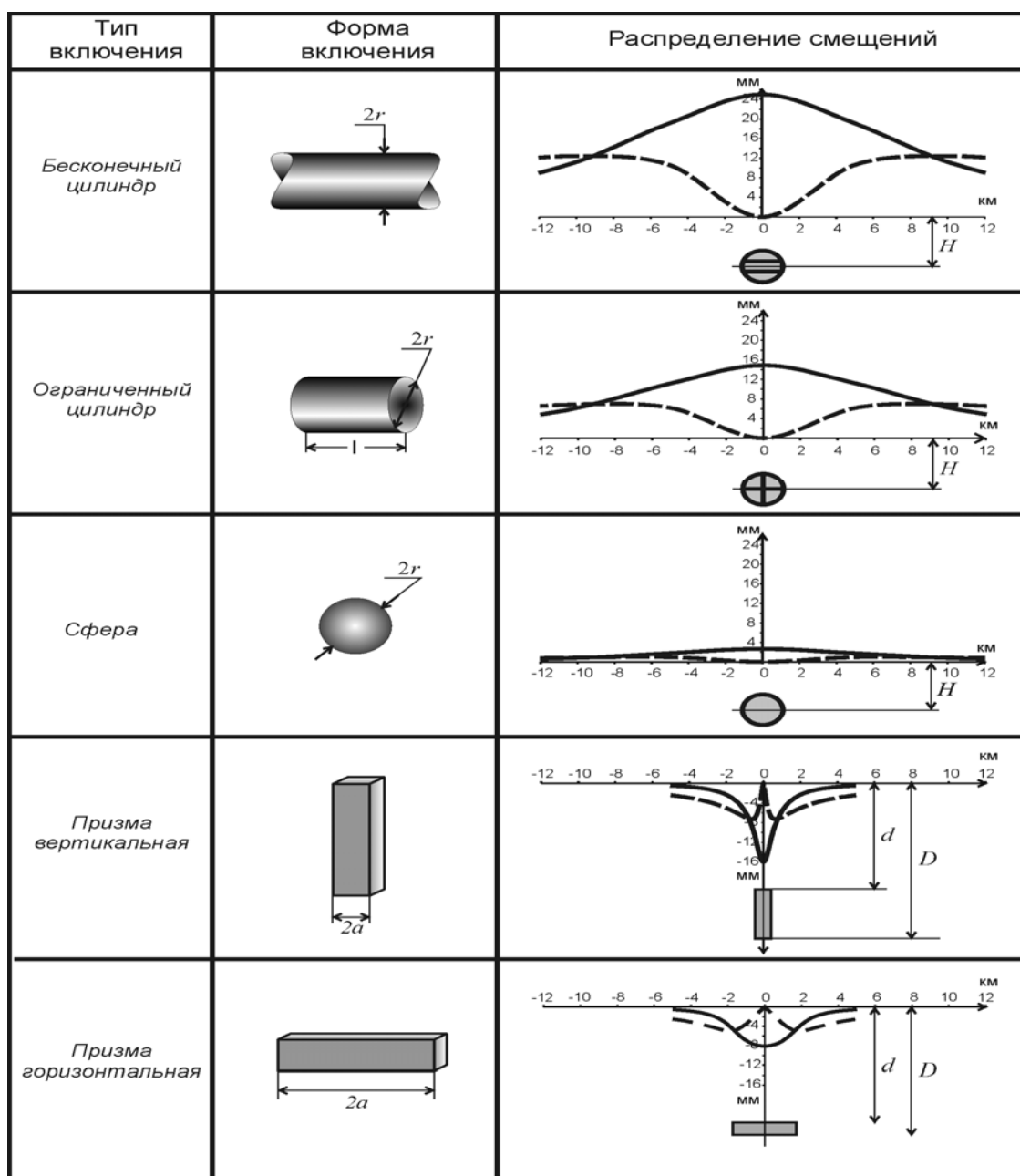


Рис. 11. Сопоставление аналитических распределений вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в зависимости от типа модельного аналога (включения) разломной зоны

всех случаях существует различие в амплитудах порядка 15-20%. Это связано с тем, что формула для смещений получена точным аналитическим решением для невесомой среды. Реальная кривая просядок обусловлена внутренним источником, действующим в весоной среде.

Как следует из работы [Кузьмин, 1999], сопоставление смещений земной поверхности для невесомой и весоной сред, рассчитанных в рамках численного метода граничных элементов, показывает, что амплитуда вертикальных смещений для γ -аномалий у весоной среды на 15-20% выше, чем у невесомой. Примечательно, что особые точки кривых для обоих типов сред совпадают, а это позволяет использовать для интерпретации наблюдений аналитическую модель невесомой среды, внося «весовую» поправку в амплитуде смещений.

Таким образом, становится очевидным, что для возбуждения наблюдаемых величин аномальных деформаций достаточно создать условия для снижения всего на **несколько процентов** жесткостных характеристик в локальных фрагментах, изначально напряженных, разломных зон.

Современные активные (опасные) разломы. Обнаружение фактора СД в зонах платформенных, асейсмичных разломов приводит к коренному пересмотру представлений о природе современных движений земной коры платформенных регионов. Некоторые исследователи [Никонов, 1977], пытаясь трактовать многочисленные факты СД платформенных разломов, обнаруженные в

нефтегазоносных и флюидодинамически активных областях, считают, что их нельзя отождествлять с тектоническими, так как они могут быть обусловлены интенсивной добычей полезных ископаемых. С этими утверждениями трудно согласиться по целому ряду причин.

- Во-первых, выявленные типы СД соответствуют региональным схемам напряженного состояния земной коры.

- Во-вторых, имеют место многочисленные случаи СД, полученные в зонах разломов, не относящихся к нефтегазоносным.

- В-третьих, согласно существующей традиции название движений происходит от названия сил, которые производят работу при их возникновении. Выше отмечалось, что энергетику СД-процессов обеспечивают тектонические силы.

В этой связи, явление современных суперинтенсивных деформаций (СД), в том числе, в зонах платформенных, асейсмичных разломов следует отнести к **новому классу тектонических движений - параметрически индуцированных тектонических движений** [Кузьмин 1999].

При тектонофизической интерпретации результатов современных геодинамических исследований, а также при регламентировании геодинамической опасности различных объектов недропользования ключевым элементом является понятие **активный разлом**.

Существует большое количество различных определений этого понятия. В фундаментальном обзоре А.А. Никонова [1995] приводится множество различных формулировок, которые были даны понятию *активный разлом* в разных странах и учеными различных специальностей (геологи, геофизики, сейсмологи и т.д.). Как правило, в этих определениях под активностью разломов понимается «повторное оживление» в течение последних 1÷2 млн. лет или просто активизация за этот же интервал времени. Этому мнению придерживается ряд специалистов из России, США, Китая и Японии. Примечательно, что во всех случаях речь идет только об активизации разлома по отношению к выбранному периоду времени и совершенно не затрагивается определение интенсивности движений по разлому.

А.А. Никонов, в своем определении, успешно восполнил этот пробел и ввел понятие *активный разлом* как «такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки *направленного* (*курсив* – авторов) перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5÷1.0 м на базе (поперек нарушения) не более 0.5÷1.0 км, т. е. со среднерасчетной скоростью не менее сотен долей мм/год». Это определение следует признать справедливым для той части геодинамики разломов, которую можно считать унаследованной поскольку в данном определении предполагается однонаправленное, сдвиговое перемещение смежных блоков вдоль зон разломов под воздействием меняющегося во времени поля региональных напряжений.

Необходимо отметить, что в настоящее время имеет место серьезное противоречие между существующими представлениями о морфолого-генетических типах разломов и базовыми понятиями механики разрушения. В подавляющем большинстве работ по структурной геологии и разломной тектонике кинематика движений в разломных зонах представлена сдвиговыми (в физическом смысле этого слова) перемещениями. Согласно традиционной классификации разломов они, в зависимости от характера относительного смещения крыльев и угла падения плоскости сместителя делятся на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и переходные формы (сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы и т.п.). В англоязычной литературе, в соответствии с теорией разломообразования Андерсона [Теркот, Шуберт 1985], выделяются всего три типа разломов: сбросы (normal faults), сдвиги (strike-slip faults) и надвиги (reverse faults). Естественно, что все перечисленные типы разломов относятся к чисто сдвиговым перемещениям бортов.

Вместе с тем, в механике разрушения существуют три основных механизма трещинообразования: отрыв, продольный сдвиг и поперечный сдвиг (антиплоская деформация). Имеет место два типа разрушения: отрыв и сдвиг. Таким образом, становится, очевидно, что в традиционной классификации разломов отрывной тип трещинообразования попросту отсутствует.

Однако, еще в 1954 году М.В. Гзовским [1975] была предложена физико-генетическая классификация разрывных нарушений, которая базировалась на двух основных механизмах разрушения твердых тел (включая геоматериалы): отрыв и скалывание. В этой классификации выделен класс разломов – раздвиги, которые образуются трещинами отрыва, возникающими при активизации растягивающих усилий.

Очевидно, что необходимо различать *механизм* формирования определенного типа разлома и *кинематику* (морфологию) разрывного смещения по уже существующему разрыву. Так, например, и раздвиги и сбросы могут быть сформированы в рамках единого механизма – активизации

субгоризонтальных растягивающих напряжений. К настоящему времени сложилась ситуация, когда большинство специалистов в области разломной тектоники допускают отрывной характер разрушения горных пород, но для описания кинематики смещения по образованному разрыву используют в основном сдвиговое перемещение. Раздвиговый тип перемещения в разломной зоне обычно не рассматривается

Это во многом объяснимо, так как основные методы, которыми изучают разломы (дистанционные, бурение, разведочная геофизика), намного легче и естественнее выявляют сдвиговые перемещения смежных объемов среды (блоков) вдоль границ разрывных нарушений.

Действительно, дистанционные методы наиболее адекватно отражают горизонтальные сдвиговые перемещения на земной поверхности. Выделяемые этими методами линеаменты различного ранга, как правило, отождествляются со сдвигами, хотя прямые (визуальные) доказательства такой трактовки зачастую отсутствуют. Данные бурения и геофизической разведки позволяют эффективно выявлять только сдвиговые перемещения блоков фундамента и геологических границ.

В этой ситуации наиболее прямыми «индикаторами» отрывных разрывных перемещений будут либо горизонтальные раздвиги зияющих трещин, либо локальные просадки земной поверхности, выявляемые повторными геодезическими измерениями и обусловленные оседанием весомой толщи пород при активизации субвертикальных трещин отрыва.

Как уже отмечалось выше, современная геодинамика разломов носит короткопериодический, знакопеременный и/или пульсирующий характер и не сводится к сдвиговым перемещениям бортов. В этой связи под *современным активным разломом понимается такая разломная зона, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации (СД-процессы) со скоростями не менее 10^{-5} в год* [Кузьмин, 1999].

При этом, необходимо подчеркнуть, что **опасные** относительные деформации, регламентированные в нормативных документах имеют порядок – 10^{-3} . Учитывая, что особо ответственные сооружения проектируются на период 100 лет, то СД процессы способны накопить предельный уровень за период эксплуатации объектов. Отсюда следует, что необходимо различать понятия «**активный разлом**» и «**опасный разлом**». «Активный разлом» характеризуется наличием аномальных, по сравнению с регулярными (фоновыми), движений. Эти аномальные движения могут и не являться **опасными**, а, следовательно, не быть объектом геодинамического риска. «Современный активный разлом», как следует из выше изложенного, являет собой зону накопления именно **опасных** деформаций. В этом смысле современный активный разлом определяется как опасный разлом [Кузьмин, 2005].

Автоволновые деформационные процессы в разломных зонах. Детальное изучение пространственно-временных особенностей формирования геодинамических аномалий, полученных по большому массиву повторных геодезических наблюдений, позволило установить наличие волновых деформационных процессов в разломных зонах ряда регионов [Кузьмин, 1989, 2010; Сидоров, Кузьмин, 1989].

Эти волны регистрировались в виде последовательности возникновения деформационных аномалий на смежных разломах (от одного разлома к другому и т.д.) или на смежных активизированных фрагментах в пределах одной и той же зоны разлома (рис. 12).

Создавалось впечатление, что по пространству распространяется волна возбуждения аномальных деформационных процессов, причем в качестве возбудимых элементов выступали зоны разломов. Было показано, что скорости распространения деформационных волн заключены в диапазоне от первых километров в год до десятков километров в год в зависимости от характера распространения этих волн. Основное различие в характере распространения этих зон заключается в том, что в случае передачи деформационного возбуждения от разлома к разлому («межразломная» волна) значение скорости заключено в интервале от 20 км/год до 30 км/год и более. Если же возбуждение процессов протекает в пределах одной разломной зоны («внутриразломная» волна), то скорость меняется от 10 км/год до 4 км/год и менее.

Наблюдаемые процессы носили характер «эстафетной передачи» аномальной активности от одного геодинамически активизированного объекта к другому. Резюмируя эти результаты, следует полагать, что пространственно-временная миграция аномалий современных движений земной поверхности в зонах разломов является следствием автоволновых деформационных процессов в геодинамически активной, возбудимой геологической среде, являющейся открытой системой.

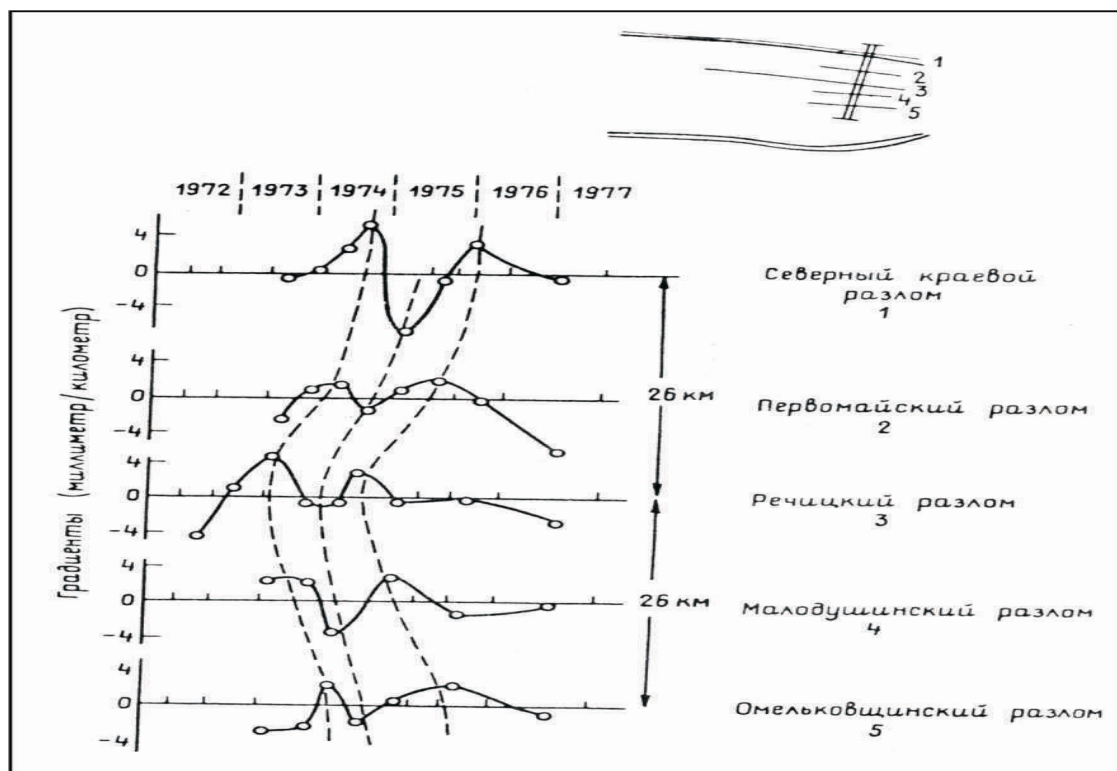


Рис. 12. Пример пространственно-временной миграции деформационных процессов в разломных зонах Припятской впадины

Действительно, изолированные на первый взгляд, разломные зоны имеют возможность обмениваться как энергией (за счет взаимодействия аномальных локальных полей напряжений и деформаций), так и веществом (за счет флюидодинамических процессов, присущих разломным зонам), что и формирует автоволны деформаций. Иными словами, в условиях постоянной энергетической подпитки со стороны региональных и глобальных геодинамических процессов обеспечивается существование автоволновых пространственно-временных структур, выражающихся в эффектах триггерного взаимодействия и перезапуска активности смежных геодинамически возбудимых зон разломов и их фрагментов.

Для построения феноменологической модели формирования автоволновых деформационных процессов в зонах разломов следует представить среду в виде набора элементов – разломных зон, способных к параметрическому возбуждению малыми воздействиями.

При параметрическом возбуждении разломной зоны в ее окрестности формируется аномальное, локальное напряженно – деформированное состояние, которое увеличивает свои размеры по мере роста аномальных смещений на разломе. В качестве базовой характеристики модели вводится радиус деформационной активности разлома – R .

В данном случае этот радиус будет определяться размерами области, которая будет формироваться при возбуждении и «периодом жизни» аномального процесса, которые определяется интервалом временем t_a между началом возбуждения разломной зоны и моментом, когда процесс достигает максимального развития. Естественно, что величина R определяется исключительно наблюдаемыми параметрами – l и t_a в полном соответствии с требованиями предъявляемыми к феноменологическим моделям.

Пусть в промежутке между началом и завершением аномального протекания процесса на одном из разломов, поле смещений может распространяться, захватывая все большую часть земной поверхности, на некоторое расстояние l . Тогда, если $P(l) \cdot dl$ – вероятность перемещения на расстояние, лежащее между l и $l + dl$, за единицу времени, измеряемую в периодах активизации разломной зоны t_a , то:

$$R = \sqrt{\frac{l^2}{t_a}} \quad \text{где:} \quad l = \int_0^\infty l^2 P(l) \cdot dl, \quad (23)$$

т.е., радиус индивидуальной деформационной активности разлома есть среднеквадратическое перемещение фронта смещений за период активизации t_a .

Пусть далее динамика роста аномального смещения в зоне разлома локально описывается уравнением:

$$\frac{dU}{dt} = F(u, x). \quad (24)$$

По сути (24) – есть локальный закон роста смещений в окрестности разломной зоны, характеризующий интенсивность деформационного процесса. Тогда, рассматривая одномерный случай, приращение смещения за время δt в некоторой точке (x) за счет локального роста на разломе и миграции по пространству будет равно:

$$\Delta U(x, t) = \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} U(x', t) \cdot P(l) dx' - U(x, t) + F(u, x) \right\} \delta t, \quad (25)$$

где: $l = \sqrt{(x' - x)^2}$. Разлагая $U(x', t)$ в ряд Тейлора в окрестности точки (x) и предполагая, как это принято в статистической физике (см. например [Френкель, 1948]), что кубическим слагаемым разложения можно пренебречь, можно записать:

$$\Delta U(x', t) = U(x, t) + (x' - x) \frac{\partial U(x, t)}{\partial x} + \frac{(x' - x)^2}{2} \frac{\partial^2 U(x, t)}{\partial x^2}. \quad (26)$$

Это разложение можно внести под интеграл, так как для него существенны только малые значения $(x' - x)$. Подставляя (26) в (25) можно получить:

$$\Delta U(x, t) = \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} U(x, t) \cdot P(l) dx' + \int_{-\infty}^{+\infty} (x' - x) \frac{\partial U(x, t)}{\partial x} \cdot P(l) dx' + \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{(x' - x)^2}{2} \frac{\partial^2 U(x, t)}{\partial x^2} \cdot P(l) dx' - U(x, t) + F(u, x) \right\} \delta t. \quad (27)$$

Из теории вероятности следует, что: $\int_{-\infty}^{+\infty} P(l) dx' = 1$; $\int_{-\infty}^{+\infty} (x' - x) P(l) dx' = \Delta \bar{x} = \bar{l} = 0$.

Тогда формула (25) примет следующий вид:

$$\Delta U(x, t) = \left\{ \frac{(x' - x)^2}{2} \frac{\partial^2 U(x, t)}{\partial x^2} + F(u, x) \right\} \cdot \delta t \quad (28)$$

Переходя к пределу при $t \rightarrow 0$, и обозначая $\frac{(x' - x)^2}{2 \cdot t_a} = \frac{l^2}{2 \cdot t_a} = \frac{R^2}{2} = D$ - коэффициент

диффузии смещений, окончательно получается нелинейное уравнение диффузии смещений:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = D \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + F(u, x). \quad (29)$$

На рис. 13 показан пример эволюции вертикальных смещений земной поверхности во времени. Как показывает практика обработки большого массива нивелирных данных и анализа временной структуры аномальных деформационных процессов в разломных зонах, типовая кривая временного хода смещений аналогична закономерностям, отмеченным на рис. 13. Такой характер поведения кривых соответствует хорошо изученным процессам и средам с насыщением. Как правило, они описываются гиперболическими кривыми (например, гиперболическим тангенсом в теории намагничивания ферромагнетиков) [Френкель, 1948].

Можно показать, что кривая смещений хорошо описывается широко известной логистической функцией:

$$U(U, t) = \frac{U_{\max} \cdot U_0 L^{t/t_a}}{U_{\max} + U_0 (L^{t/t_a} - 1)}, \quad (30)$$

где: $U_{\max}$ - максимальная амплитуда смещений земной поверхности в зоне разлома, достигнутая за период t_a существования аномального процесса деформирования. U_0 - величина смещения в начальный период зарождения аномалии. В этом случае закон локального роста смещений поверхности в разломной зоне будет иметь вид:

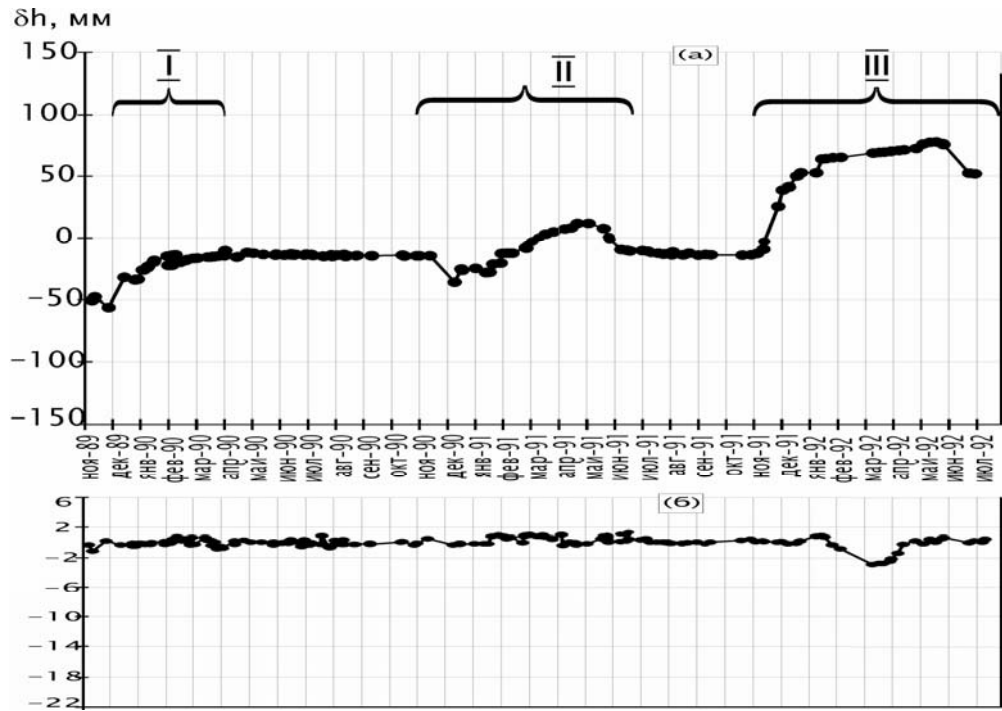


Рис. 13. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности на Камчатском геодинамическом полигоне: а – в зоне разлома; б – в блоке

$$F(U) = \frac{dU}{dt} = \frac{U}{t_a} \left(1 - \frac{U}{U_{\max}} \right). \quad (31)$$

Уравнение типа (29) является квазилинейным уравнением параболического типа. По своей структуре оно напоминает уравнение, которое было получено в известной работе [Колмогоров, Петровский, Пискунов, 1973] и касалось анализа распространения популяций в биологии.

Классический результат А.Н. Колмогорова, И.Г. Петровского, Н.С. Пискунова состоит в том, что решением уравнений (29) в случае, когда закон локального роста соответствует логистическому уравнению (31), указывает на существование бегущих волн $U(x+Vt)$, причем для достаточно больших t $V \rightarrow V_0 = 2\sqrt{DF'(0)}$ снизу,

Так как в уравнении (31) $F'(0) = \frac{1}{t_a}$, то для оценки скорости распространения деформационных автоволн получим:

$$V_0 = 2\sqrt{D/t_a} = 2\sqrt{R^2/2t_a}. \quad (32)$$

Учитывая (23) получается окончательная формула для оценки скорости, записанная в наблюдаемых величинах:

$$V_0 = 2\sqrt{\frac{l^2}{2 \cdot t_a^2}} = \sqrt{2} \frac{l}{t_a}. \quad (33)$$

В формуле (33) l - это расстояние между разломными зонами, в которых наблюдаются аномальные деформации земной поверхности, или расстояние между активизированными фрагментами внутри разломных зон, а t_a - длительность развития аномального процесса. Так как значение l варьирует в пределах от 3-4 км до 20-30 км, длительность развития аномалий изменяется от 0.5 года до 2 лет, то скорости автоволновых деформаций, рассчитанные по формуле (33) меняются в диапазоне от 4 до 60 км в год, что согласуется с наблюдаемыми значениями.

Предложенная модель позволяет объяснить характерные различия в величинах скоростей «межразломных» и «приразломных волн». Анализ площадного распределения аномалий для Припятской впадины [Сидоров, Кузьмин, 1989] показывает, что расстояния между разломными зонами и активизированными фрагментами внутри этих зон существенно отличаются. Если ввести в рассмотрение расстояние между активизированными разломами l_1 и расстояние между

активизированными фрагментами в пределах одной разломной зоны l_2 , то очевидно, что отношение между ними будет приблизительно соответствовать $l_1/l_2 \cong 2-3$. Так как $R = \frac{l}{\sqrt{t_a}}$, то в этом случае,

за одно и то же время формирования аномалии t_0 скорость диффузии смещений между разломами будет в 2-3 раза больше, чем между фрагментами внутри разломной зоны. Результатом этого будет различие между скоростями «межразломной» и «внутриразломной» волн.

Учитывая известную дискуссионность в идентификации пространственно-временной миграции современных геодинамических процессов, ниже приведены основные свойства автоволновых процессов любой природы и проведено их сравнение с обычными волнами [Кузьмин, 2010]. Как видно из таблицы, почти по всем признакам свойства автоволн и волн диаметрально противоположны. Линейные волны хорошо распространяются в средах, где диссипация энергии отсутствует или очень мала; в противном случае они быстро затухают. Автоволны распространяются в средах, далеких от равновесия.

Сравнение свойств волн и автоволн

Свойство	Волны	Автоволны
<i>Сохранение энергии</i>	+	-
<i>Сохранение амплитуды и формы</i>	-	+
<i>Интерференция</i>	+	-
<i>Аннигиляция</i>	-	+
<i>Отражение</i>	+	-
<i>Дифракция</i>	+	+

Форма, амплитуда и скорость автоволны определяются однозначно свойствами самой активной среды и не зависят от начальных условий. Если среда описывается линейными уравнениями, для распространяющихся в ней волн справедлив принцип суперпозиции: при встрече двух волн наблюдается простое наложение их амплитуд и связанные с ним явления интерференции. В отличие от этого при столкновении двух волн в возбудимой среде происходит их полное взаимное погашение (аннигиляция). Это свойство автоволн легко понять, вспомнив, что их типичным примером является волна горения в среде с восстановлением. Две волны горения не могут пройти друг сквозь друга и гаснут при встрече. Лишь один признак – дифракция – присущ одновременно обоим типам волн.

Следует также отметить отличие автоволн и от уединенных волн (солитонов) в нелинейных консервативных средах. В противоположность автоволнам скорость, форма и амплитуда солитонов зависят не только от параметров среды, но и от условий его образования. В одной и той же среде можно создать солитоны, движущиеся с разными скоростями и имеющие разную амплитуду. Солитоны – сильно нелинейные объекты, и при их столкновении принцип суперпозиции не выполняется. Тем не менее, после столкновения солитоны восстанавливают свою форму и продолжают двигаться с теми же скоростями и в тех же направлениях, что и до столкновения. Свойством аннигиляции солитоны не обладают.

Таким образом, очевидно, что эмпирически выявленные характеристики пространственно-временной миграции современных деформаций в разломных зонах, наиболее естественным образом трактуются в рамках существующих представлений об автоволновых процессах.

Заключение. Приведенные выше эмпирические материалы и их анализ показывает, что наиболее фундаментальными и актуальными тектонофизическими проблемами в современной геодинамике являются:

1. Существенное отклонение от унаследованной схемы формирования пространственно-временной структуры современных геодинамических процессов («парадоксы» больших и малых скоростей деформаций).
2. Принципиальные трудности адекватной тектонофизической интерпретации современных деформаций земной поверхности в зонах разломов с позиций блоковой кинематики.
3. Наличие суперинтенсивных деформаций в зонах разломов платформенных (слабосейсмичных) регионов.
- 4) Исключительно низкая среднегодовая скорость регионального напряженно-деформированного состояния (до (1-4) 10^{-8} в год) в сейсмоактивных регионах.

5) Индуцирование современной деформационной активности разломных зон малыми воздействиями и существование пространственно-временной миграции процессов автоволновой природы.

6) Проблема комплексной (совместной) интерпретации результатов геодеформационных измерений, полученных методами, обладающими различной пространственно-временной детальностью и, в первую очередь, наземными и спутниковыми геодезическими наблюдениями.

Действительно, полная унаследованность современных движений от прошлых геологических эпох достигается, только в рамках реализации «жесткой» схемы нагружения. Только в этом случае современная деформационная активность разломов может объясняться движением крупных геоструктурных элементов и/или блоков по разломным зонам, как ослабленным участкам среды.

С другой стороны, результаты инструментальных геодезических наблюдений, полученные в режиме повышенной пространственно-временной детальности, указывают на практическое отсутствие сдвиговых (в механическом смысле), унаследованных перемещений по разломам, а это свидетельствует в пользу квазистатического («мягкого») режима нагружения.

Иными словами, существует «разломно-блоковая» дилемма при тектонофизической интерпретации результатов наблюдений в современной геодинамике. Либо активным элементом, создающим современные аномальные деформации, является блок, а разлом выступает в качестве «пассивного» элемента, либо зона разлома сама является источником аномальных движений, а блоки являются пассивными элементами – вмещающей средой.

Приведенный выше анализ показывает, что многие проблемы снимаются, если считать, что современное аномальное геодинамическое состояние недр формируется за счет параметрического возбуждения (индуцирования) деформационных процессов в зонах разломов малыми природно-техногенными воздействиями, в обстановке квазистатического режима нагружения. Это способствует возникновению автоволновых деформационных структур, обеспечивающих пространственно-временной спектр движений, наблюдаемых измерительными системами с повышенной плотностью пунктов и частотой опроса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00825-а).

ЛИТЕРАТУРА

- Буланже Ю.Д., Магницкий В.А. Современные движения земной коры. Состояние проблемы // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. № 10. С. 19-54.
- Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л. и др., Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундаментами (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 5-30.
- Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика зоны перехода от горного сооружения к платформе: на примере Копетдагского региона // Труды XI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-Европейской платформы». Воронеж: Научная книга. 2010. Т. 1. С. 308-313.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений. №11. М.- Д.: Дониш. 1989. С. 52-60.
- Кузьмин Ю.О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов // Науч.-техн. сб. «Геологическое изучение и использование недр». Вып. №4. «Геоинформмарк». М.: 1996. С.43-53.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство Экономических Новостей, 1999, 220 с
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. №10. С. 95 - 112.
- Кузьмин Ю.О. Опасные разлома и прогнозирование чрезвычайных ситуаций // В кн. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. Материалы IV научно-практической конференции (Москва, 19-20 октября 2004 г.). М.: «МТПЕ – инвест». 2005. С. 153-164.
- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород // М.: МГГУ. 2004. 280 с.
- Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. №11. С. 44 – 60.
- Кузьмин Ю.О. «Парадоксы» больших и малых скоростей в современной геодинамике. Труды XI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-

- Европейской платформы». Воронеж: Научная книга. 2010. Т. 1. С. 364-369.
- Кузьмин Ю.О.* Автоволновые деформации в разломных зонах. Доклады научного симпозиума «Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири». Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 2010. С. 88-91.
- Молоденский С.М.* О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1983. №7. С. 3-9.
- Магницкий В.А.* Современные вертикальные движения земной коры: «Парадокс» больших скоростей // «Земля и Вселенная». 1985. № 4. С. 10-15.
- Никонов А.А.* Активные разломы: определение и проблемы выделения. // Геоэкология. 1995. №4. С. 16-27.
- Работнов Ю.Н.* Элементы наследственной механики твердых тел. М.: Наука. 1977. 384 с.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука. 1989. 189 с.
- Френкель Я.И.* Статистическая физика. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1948. 760 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. М.: Наука. 1979. 560 с.
- Sezava K.* The Tilting of the Surface of a Semi-Infinite Solid due to Internal Nuclei of Strain // Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Univ. 1929. V.7, Pt. 1. P. 1-14.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

А.В. Лукьянов

Геологический институт РАН, г. Москва

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тектоническое течение не все понимают одинаково. Различная специфика работы и мышления разных специалистов затрудняет общение.

Например, горный инженер изучает свой объект **здесь и сейчас**. Геолог изучает существование и поведение своего объекта **всегда и везде**. Чувствуете разницу?

В археологической экспедиции инженер копает котлован **здесь и сейчас**. Археолог, изучая черепки и письма, узнаёт о жизни, торговле и войнах древних людей не только **здесь**, но и в соседних странах. Геофизик, проводя каротаж скважины, определяет свойства толщ **здесь и сейчас**. Геолог, изучая керн, узнаёт об условиях образования толщ, возникших миллионы лет тому назад. Горные науки суть науки инженерные, а геология наука историческая.

Здесь собрались разные специалисты. Очень хочется, чтобы рассказ о тектоническом течении был понятен всякому. Поэтому перед тектоническим течением я поместил рассказ о моделировании тепловых процессов, ведущих к деформациям в земной коре. Надеюсь, что это нам поможет.

ЗЕМНАЯ КОРА И ФИЗИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Земная кора является той единственной частью тектоносферы, которую может непосредственно изучать геолог. Она находится в тисках между атмосферой и астеносферой с точки зрения пространства и между глубокой древностью и современностью с точки зрения времени. В её верхней части находится совершенно особая оболочка с живым веществом – биосфера, которая энергетически и материально связана с космосом и снабжает Землю огромным количеством энергии. Через живое вещество всё время идут мощные потоки: 1) поток энергии и 2) поток вещества. То же продолжается и в земной коре. Взаимодействие этих потоков приводит к важным последствиям. В биосфере формируются биогенные толщи (уголь, нефть, известняки), в глубоких недрах возникают **тектонические течения**.

В земной коре происходят все геологические процессы от магматических и осадочных до тектонических. Поэтому чтобы понять тектоническое течение, мы подойдём к земной коре с позиций физики тектонических процессов. Я остановлюсь всего лишь на двух физических проблемах. Во-первых, на перемещении расплавов в земной коре, во-вторых, на возникновении геологических автоколебательных систем. Обе проблемы я попытаюсь связать с явлениями пластических деформаций. Это поможет лучше понять такие хорошо известные геологические закономерности, как 1) связь тектоники и магматизма, 2) неравномерность во времени проявлений магматизма, деформаций и тектонического течения, 3) неоднородность их распределения в пространстве.

НАПРАВЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ РАСПЛАВОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Мы привыкли думать, что расплавы в земной коре перемещаются снизу вверх. Это видно при вулканических извержениях, при изучении даек и интрузий. В 19-м веке это казалось совершенно очевидным и из теоретических соображений, так как недра Земли представлялись расплавленными. Когда от этих представлений пришлось отказаться, Й. Шимазу и В.А. Магницкий показали, что локальные расплавленные очаги тоже должны подниматься вверх путём зонного плавления, должны перемещаться **в направлении** теплового потока. Как будто всё ясно, и никакой проблемы нет. Но это не так. Бесспорно, что движение вверх имеет место. Но всегда ли происходит движение только вверх?

Шимазу и Магницкий в своих рассуждениях и расчётах исходили из полностью расплавленной магматической камеры и однородного состава магмы. В таких условиях в расплаве возникает конвекция, повышенный теплоперенос и устанавливается градиент температур, близкий к адиабатическому. Он на порядок ниже градиента температур плавления (адиабатический градиент – около 0.3 град/км, а градиент температур плавления – около 3 град/км). Это и приводит к движению расплава вверх путём зонного плавления (рис. 1, а). Но если состав расплава неоднороден по вертикали, если расплав внизу обогащён тяжёлыми компонентами, то конвекция не возникнет даже

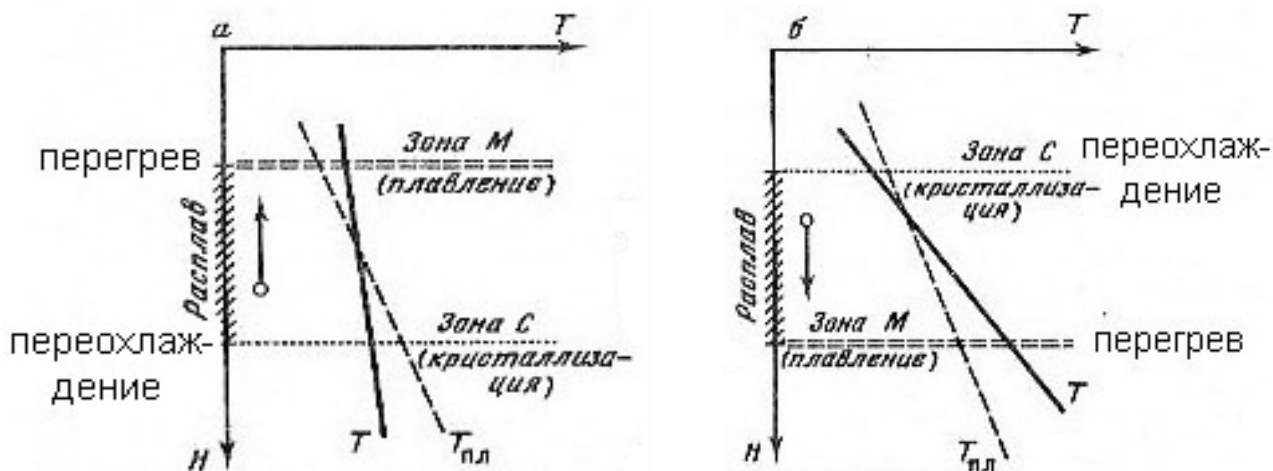


Рис. 1. Движение расплава путём зонного плавления: а) вверх (с конвекцией); б) вниз (без конвекции). Обозначения: пунктир – температура плавления вещества, сплошная линия – температура расплава, по вертикали – глубина, по горизонтали – температура, зона М – зона плавления, зона С – зона кристаллизации

при большом градиенте температур (геотермический градиент – около 30 град/км). На это обратил внимание В.Н. Жарков. Градиент температур в расплаве может превысить градиент температуры плавления (рис. 1, б). Тогда расплав будет мигрировать путём зонного плавления уже не вверх, а вниз, то есть **навстречу** тепловому потоку.

Это явление заметил В.Г. Уитмен ещё в 1926 г, работая над опреснением морского льда, и воспроизвёл его экспериментально. С тех пор оно детально изучено исследователями миграции рассолов в толще льда. Перемещение рассолов навстречу тепловому потоку сейчас не вызывает сомнений, причём это движение может преодолевать даже силу тяжести. В специальных экспериментах тяжёлый рассол путём зонного плавления поднимался вверх через толщу льда, двигаясь навстречу тепловому потоку.

Вероятно, такое же явление может происходить и в земных недрах, приводя к ряду важных для тектоники следствий.

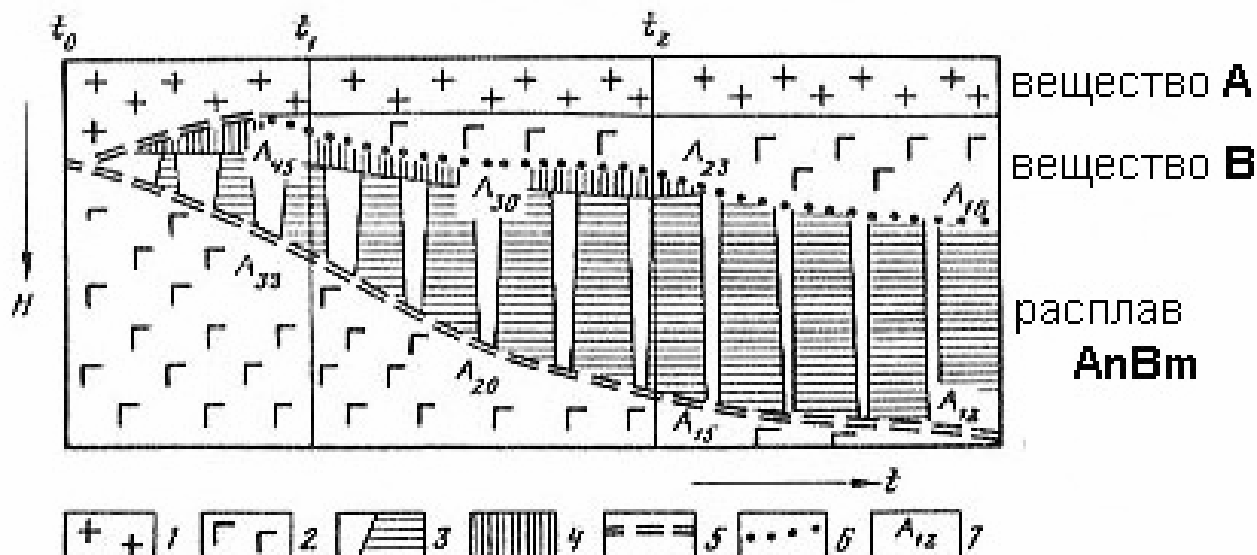


Рис. 2. Эволюция зонного плавления в одномерной двухслойной модели на этапе движения расплавленной зоны вниз (по горизонтали – время). 1 – вещество А (легкоплавкое); 2 – вещество В (тугоплавкое); 3 – расплав смешанного состава $AnBm$ (белое – процент содержания вещества А в расплаве, серое – то же для вещества В на всех глубинах и до всякого времени); 4 – область неустойчивого плавления и кристаллизации; 5 – зона плавления; 6 – зона кристаллизации; 7 – процентное содержание А в расплаве в разные моменты времени; t_0 , t_1 , t_2 – моменты, которым соответствуют профили на рис. 3

Нами было проведено математическое моделирование рассматриваемого процесса на аналоговом интеграторе ИГЛ. Результаты этого моделирования представлены на рис. 2. Не вдаваясь в детали эксперимента, отмечу, что анализировалась двухслойная модель, пропускающая через себя тепловой поток при следующих условиях. Верхний слой состоит из более легкоплавкого и более лёгкого вещества (**A**), нижний – из более тугоплавкого и тяжёлого (**B**). В расплавленном состоянии вещества **A** и **B** смешиваются, образуя эвтектику, а их кристаллизация (или растворение) из расплава A_nB_m характеризуется соответствующей эвтектической диаграммой. Тепловой поток направлен снизу вверх. Начальные условия выбраны такими, что оба слоя в начальный момент находятся в нерасплавленном состоянии, а температура в процессе эксперимента возрастает. Модель со временем испытывает существенную перестройку, причём эта перестройка осуществляется за счёт энергии теплового потока. У границы слоёв возникает расплав легкоплавкого вещества **A**, который растворяет вещество **B**, мигрирует вниз и значительно увеличивается в размерах. Через некоторое время плавление слоя **A** прекращается, а из верхней части расплава кристаллизуется вещество **B**, изолируя расплав от слоя **A**. После этого расплав продолжает смещаться вниз путём зонного плавления уже внутри вещества **B**, растворяя его у нижней и выделяя у верхней границы расплава. Толщина расплавленной зоны продолжает возрастать, но всё медленнее. Состав расплава эволюционирует в сторону уменьшения концентрации легкоплавкого компонента. На этом процесс развития модели не заканчивается. Однако его продолжение я рассмотрю позже, а сейчас остановлюсь на тектонических следствиях преобразований модели.

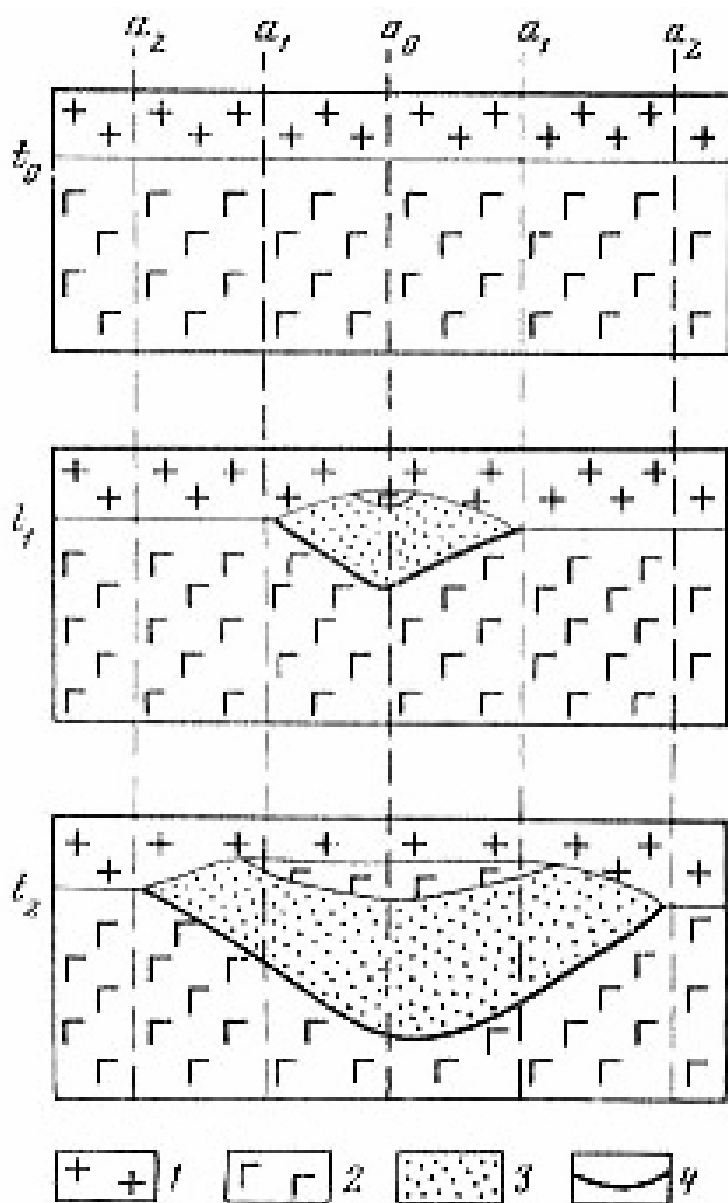


Рис. 3. Эволюция разреза через область зонного плавления). 1 – вещество **A**; 2 – вещество **B**; 3 – расплав (астенолинза); 4 – нижняя граница астенолинзы. Остальные пояснения см. в тексте

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ (СВЯЗЬ ДЕФОРМАЦИЙ С ДВИЖЕНИЕМ РАСПЛАВА)

Итак, граница слоёв **A** и **B** переместилась вверх; образовался слой тугоплавкого вещества **B**, занявший более высокое положение, чем вначале; ниже оформился расплавленный (или полурасплавленный) слой, содержащий легкоплавкий компонент, который мигрировал из слоя **A** в глубокие недра. Таким образом, возникла инверсия плотностей, потенциальная гравитационная энергия модели возросла. Возник податливый, легко деформируемый слой (астенолинза), то есть, образовались условия для тектонических движений и деформации модели под действием гравитации. Вспомним, что геофизики обнаружили астенолинзы внутри земной коры.

Если предположить, что описанный выше процесс начинается в некоторой зоне, после чего распространяется в стороны, охватывая увеличивающиеся площади, то эволюция разреза через такую зону будет выглядеть так, как показано на рис. 3. В начальный момент (t_0) это – просто двухслойное строение, а в последующие (t_1 и t_2) – зарождение и разрастание разуплотнённой астенолинзы в верхней части слоя **B**. При этом строение разреза в центральной части зоны (a_0) в моменты t_1 и t_2 соответствует этапам t_1 и t_2 на рис. 2, а в точках a_1 и a_2 – более ранним этапам развития. То есть, толщина линзы в середине больше, чем по краям. Характерной чертой возникшей астенолинзы является наклонное положение её нижних границ, отделяющих справа и слева тяжёлое вещество **B** от более лёгкого и подвижного вещества расплава. Такое положение границ гравитационно неустойчиво. Линза и подстилающий её субстрат неизбежно должны испытать неоднородную деформацию, ведущую к выполаживанию этих границ. При этом распределение деформаций и перемещений вещества в астенолинзе должно соответствовать эффекту клина.

Как известно, эффект клина связывает распределение деформаций и перемещений вещества в простейшем случае неоднородной деформации (при деформации трапеции в прямоугольник). При этом в деформируемом теле возникают три зоны (рис. 4) с существенно различающимися стилями деформаций: 1) зона горизонтального растяжения (зона **S**, spreading-zone), 2) зона горизонтального перемещения вещества без существенных деформаций (зона **T**, translation-zone), 3) зона горизонтального сжатия (зона **F**, folding-zone). В случае рассматриваемой астенолинзы эти зоны располагаются так, как показано на рис. 5 (вверху). Вот мы и подошли к **тектоническому течению**. Зона **T** есть зона тектонического течения.

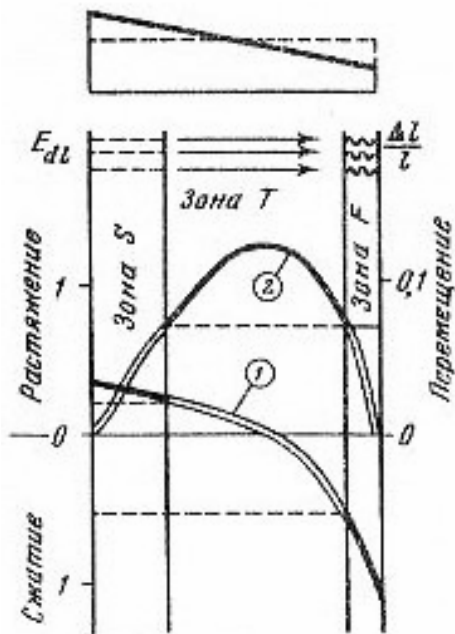


Рис. 4. Эффект клина. 1 – распределение сжатия (**F**) и растяжения (**S**) в горизонтальном направлении при деформации трапеции в прямоугольник (вверху); 2 – распределение перемещений вещества в тех же условиях (**T**)

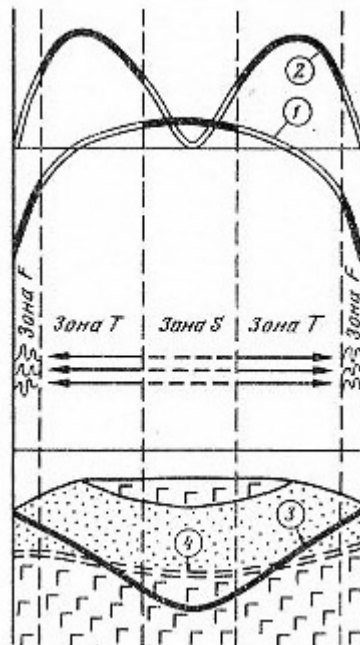


Рис. 5. Распределение деформаций при выполаживании нижней границы астенолинзы. В верхней части рисунка – кривые распределения деформаций (1) и перемещений (2) вещества. Зона растяжения (**S**) находится в середине, а зоны сжатия (**F**) – симметрично по краям линзы. Зоны перемещения (**T**) вещества симметрично занимают средние части склонов линзы, но направлены в противоположные стороны. В нижней части – исходное положение (3) и выполаженное (4) положение нижней границы астенолинзы. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

Интерпретируя описанную модель применительно к границе базальт—перидотит, мы получим структурную зональность, напоминающую структуру океанского ложа. В этом случае астенотинза будет соответствовать астеносфере, зона S – зоне спрединга, зона T – талассократонам, а зона F – периферическим структурам. Характерное изменение состава магм в астенотинзе (см. рис. 2) заставляет ожидать в зоне F более щелочные извержения, чем в зоне S.

Интерпретируя модель применительно к границе гранит—базальт, мы получим более пёструю картину и быстрее развивающиеся структуры.

Таким образом, исследование возможности нисходящего движения расплавов позволяет по-новому оценить многие геологические факты, накопленные как в рамках геосинклинальной теории, так и гипотезы тектоники плит. В том числе и проблемы деформаций и тектонического течения масс земной коры.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Вернёмся к модели. Её развитие не закончилось (рис. 6). Замедление процесса при продолжении эксперимента не привело к устойчивому распределению температур и к стационарному решению задачи. Напротив, диффузионное выравнивание концентраций расплава во время длительного покоя привело к возникновению в нём конвекции и резкой активизации процесса. При этом, направление процесса сменилось на противоположное. Он пошёл по схеме Шимазу—Магницкого (плавление в кровле – кристаллизация в подошве расплава). Бурная зонная плавка привела к перемещению расплава вверх и к полной его деградации. Модель пришла к исходному состоянию (рис. 6). После этого всё началось сначала. За первым циклом последовал второй, третий (рис. 7). Модель оказалась системой, развивающейся в автоколебательном режиме и не имеющей стационарного состояния. Это очень важная особенность процесса.

Обычно, обнаруживая повторяемость, ритмику геологических явлений, мы пытаемся связать её с периодическими внешними воздействиями на процесс. Это естественное желание, так как трудно себе представить, чтобы какой-либо процесс, не подвергаясь периодическим внешним воздействиям, вдруг сам по себе начал бы пульсировать. Однако рассмотренная система оказывается автоколебательной и пульсирует не от внешних воздействий, а в силу своих внутренних свойств. Она имеет определённый период собственных колебаний, измеряющийся десятками и сотнями миллионов лет, если рассматривать систему гранит—базальт, и миллиардами лет для системы базальт—перидотит.

На поверхности Земли и в её недрах работает огромное количество автоколебательных систем, приводящих к нестабильности и повторяемости геологических процессов. Однако я не буду их рассматривать.

Для нас важнее другое: начав с вопроса о направлении движения расплавов в тектоносфере, осуществив моделирование этого физического процесса, мы сталкиваемся с большим количеством следствий, которые охватывают огромный круг проблем, на первый взгляд далёких от поставленного вопроса. Это неоднородность распределения деформаций в литосфере; образование зон спрединга и складчатости; перемещение литосферных плит; расслоение литосферы; различие состава вулканизма в разных зонах; эволюция магматизма; нестационарность геологических процессов; периодичность геологического развития. Эти проблемы давно стоят перед геологами. Попытки разрешить каждую из них многочисленны. В наших моделях все они оказываются взаимосвязанными. Отсюда следует вывод, что тектоносферу Земли следует рассматривать как единую систему, развивающуюся по своим собственным законам.

Развитие тектоносферы как системы определяется неоднородностью её состава и действием трёх независимых друг от друга факторов: теплового потока, диффузии и гравитации. На современном языке это синергетическая система. Такая система не имеет стационарного состояния и находится в непрестанном движении. Неустойчивость тектоносферы определяется тем, что массы земной коры стремятся к равновесию как в гравитационном, так и в тепловом поле, но это невозможно. Приближение к гравитационному равновесию нарушает тепловое равновесие, а приближение к тепловому равновесию создаёт инверсии распределения плотностей в гравитационном поле. Если бы земная кора имела иной состав или если бы гравитационное и тепловое поля были бы другими, то система могла бы прийти к стационарному состоянию. Но при существующем составе и в существующих условиях тектоносфера обречена на вечное движение.

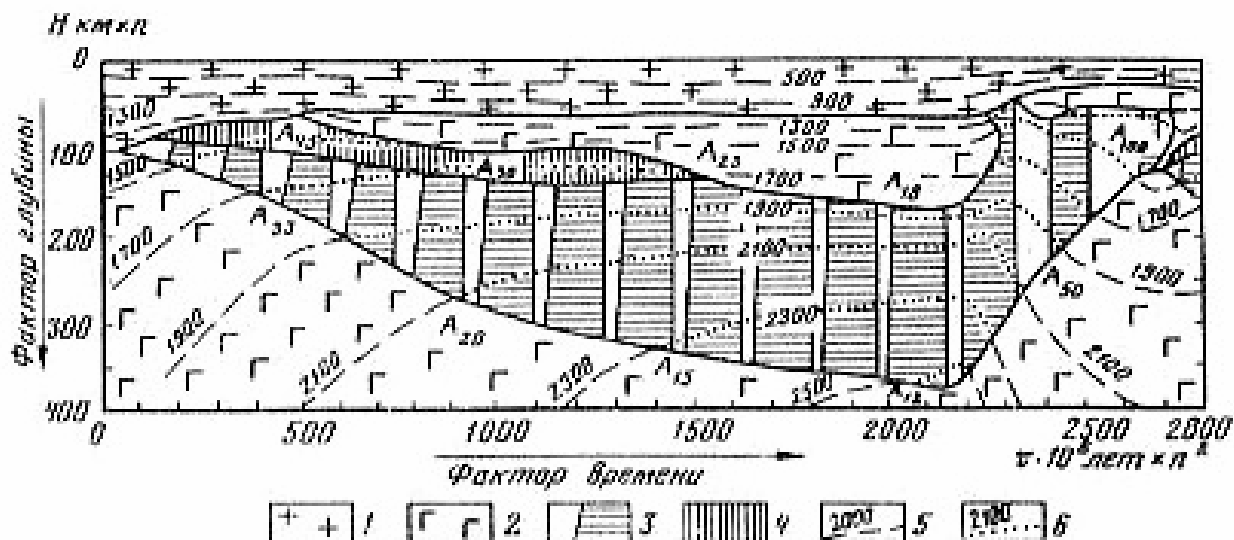


Рис. 6. Термальный цикл в развитии двухслойной модели. 1 – вещество А ; 2 – вещество В; 3 – расплав смешанного состава $AnBm$; 4 – область неустойчивого плавления и кристаллизации; 5 – изотермы в твёрдом веществе; 6 – изотермы в расплаве. Другие обозначения см на рис. 2 и в тексте

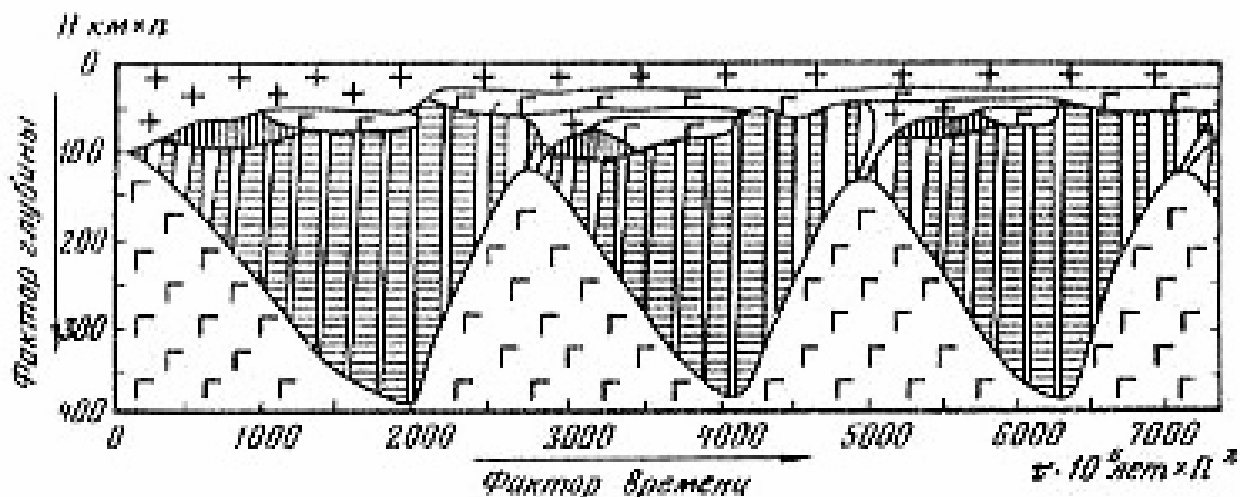


Рис. 7. Циклическое развитие модели. Условные знаки на рис. 6, изотермы не показаны

ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

Теперь можно перейти к деформациям и тектоническому течению в земной коре.

С деформациями всё обстоит просто. Их все видели, фотографировали и, конечно, знают, насколько они разнообразны и широко распространены в толщах разного возраста всех тектонических зон. Могут быть неясности с методами изучения деформаций и с их классификацией. Но это не так уж важно. Главное, ясно, что этот объект реально существует, проявлен в вещественных телах и вполне доступен.

Другое дело с тектоническим течением. Его никто, никогда, нигде не видел, но в то же время, известно, что оно существует. Почему? Потому что оно не является вещественным телом и его нельзя видеть, но можно вычислить. Тектоническое течение – процесс. Его можно вычислить потому, что деформация (вернее, дисторсия) является градиентом тектонического течения. Но чтобы вычислить течение, надо интегрировать дисторсию, а интегральная величина всегда неоднозначна, так как содержит независимую постоянную. Ясно, что получится поле векторов перемещения материальных точек, но это поле пока условно. Чтобы конкретизировать условие, надо указать систему координат, в которой находится это поле. Таким указателем будет структурный рисунок с парагенезисами структур, содержащих те деформации, которые мы интегрируем. И парагенезисы, и структурный рисунок являются вполне изучаемыми, картируемыми материальными телами (рис. 8). Поэтому они в комплексе друг с другом точно фиксируют перемещение, и на карте можно расставить стрелочко-векторы, указывающие направление и, в какой-то мере, величину тектонического течения.

Парагенетический анализ структур с 1963 года стал основным методом изучения горизонтальных



Рис. 8. Некоторые широко распространённые рисунки ансамблей парагенезов структур. 1—3 – парагенезы структур: 1 – сдвига, 2 – сжатия, 3 – растяжения

движений земной коры. Поэтому я был неправ, сказав, что никто не видел тектоническое течение. Мы видим его в структурных рисунках. Но ещё раз напоминаю, что деформации и тектоническое течение суть совершенно разные явления, хотя и неразрывно связанные друг с другом. *Деформация есть явление дифференциальное*, её можно видеть в каждой «точке». Тектоническое течение – явление *интегральное*, его можно вычислять по размещению этих «точек» в пространстве и времени. Их не следует путать друг с другом. *Тектоническое течение есть перемещение масс горных пород в тектоносфере*. Этим всё сказано.

ДИАЛЕКТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Процесс тектонического течения приводит к возникновению структурных рисунков. Структурные рисунки связаны с неоднородностью и самоорганизацией среды.

Самоорганизация приводит к диалектическому единству, казалось бы, противоречащих друг другу структур и процессов. Участки тектоносферы с корнями, фиксированными до больших глубин, соседствуют с мобильными участками, сопровождающимися срывами и большими горизонтальными перемещениями, а зоны растяжения – с зонами сжатия (эффект клина). Эпохи тектонического покоя сменяются эпохами активного тектогенеза (автоколебательные системы). Рождение новых геологических тел и структур сменяется как в пространстве, так и во времени, их разрушением и отмиранием (источники и стоки вещества).

Диалектическое единство противоречивых форм основано на неразрывности геологической среды и неоднородности тектонического течения, проявляющегося в нелинейных эффектах структурообразования, которые включают в себя не только неоднородную деформацию, но и вращение, и образование новых тел, и разрушение старых при активном участии жидкой фазы (эффект Ребиндера).

Нелинейные эффекты основаны на фундаментальных свойствах геологической среды, то есть, связаны с её сущностью. Прежде всего, это – критические состояния, в которых качественно меняются свойства среды; способность геологической среды к существованию в метастабильных закритических условиях; способность к движению не только в форме механических перемещений, но и в форме рождения–умирания. О каждом из этих свойств можно говорить отдельно, но это заняло бы много времени.

Если представить себе тектоническое течение в виде векторного поля скоростей перемещения частиц тектоносферы, то самоорганизация приводит это поле к единому, сплошному, непротиворечивому рисунку, но рисунку не застывшему, а находящемуся в постоянном движении и развитии. В нём находят своё место не только неоднородные деформации, но и зоны с не-нулевыми дивергенциями и вихрями (то есть, с вращениями, источниками и стоками вещества).

Нам представляется, что и фиксистские, и мобилистские проявления тектонических движений являются двумя сторонами единого, более общего процесса развития тектоносферы. Таким процессом представляется **тектоническое течение**, понимаемое как разномасштабный многофакторный процесс, сопровождающийся множеством нелинейных эффектов и включающий все формы пластических и хрупких деформаций, миграцию жидкой фазы и подчиняющийся принципу совместимости деформаций.

Многопорядковость тектонического течения определяется существованием в земной коре крупных, крупнейших, мелких и мельчайших блоков, пластин, чешуй, участвующих в общем течении, неоднородном как в пространстве, так и во времени. Эти тела неодинаковы по составу и свойствам, в связи с чем, объединяются как в подвижные, так и в консолидированные зоны и блоки, которые деформируются и перемещаются по-разному. В этом процессе существенную роль играют жидкие фазы (растворы и расплавы). Жидкие фазы появляются и исчезают разными способами, но всегда активно влияют на развитие системы.

Конфигурации блоков и подвижных зон не стабильны. Они развиваются во времени, стремятся к стабильности, но, просуществовав более или менее долго, вновь разрушаются. Процесс реорганизации структуры происходит на многих уровнях литосферы. Каждый уровень влияет на соседние, в результате чего в поверхностных структурах запечатлена интерференция разноглубинных процессов тектонического течения.

В процессе **многопорядкового тектонического течения** формируются прихотливые структурные рисунки, субгоризонтальные и крутые глубинные разломы, астенолинзы, сдвиги, надвиги, блоки, пластины, тектоническая расслоенность на всех глубинах. Формируются структуры расхождения и сшивания блоков, прогибания и поднятия коры. Таким образом, наблюдаемые тектонические структуры представляются проявлениями всего комплекса нелинейных эффектов тектонического течения тектоносферы. И неудивительно, что появляются данные о продолжении тектоносферы на большие глубины мантии Земли.

РЕКОМЕНДУЕМЫЕ СТАТЬИ А.В. ЛУКЬЯНОВА О ТЕКТЕНИЧЕСКОМ ТЕЧЕНИИ

- Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Издательство АН СССР. 1963. С. 34–112.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука. 1980. С. 105–146.
- Лукьянов А.В. Проблемы физики тектонических процессов // Будущее геологической науки. М.: Наука. 1985. С. 53–62.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1989. 144 с.
- Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике. // Экспериментальная тектоника, методы, результаты, перспективы. М.: Наука. 1989. С. 9–31.
- Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования. // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука. 1999. С. 253–287.
- Лукьянов А.В. Некоторые особенности современной тектонофизики. // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 22–46.

ЯВЛЕНИЕ САМООРГАНИЗОВАННОЙ КРИТИЧНОСТИ В ЭВОЛЮЦИИ НДС И РАЗРУШЕНИЕ ГОРНЫХ МАССИВОВ

П.В. Макаров

Институт проблем прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск

Предсказания, истинные для всей шкалы явлений – от малых масштабов до крупных, - составляют главную цель физики.

Т. Постон, Й. Стюарт, 1980

АННОТАЦИЯ

Дан обзор общих нелинейных свойств процессов неупругой деформации и разрушения нагружаемых твердых тел и сред, а также изучены подобные свойства численных решений нелинейной системы уравнений в частных производных, моделирующих деформационные процессы. Автомодельность процессов накопления неупругих деформаций/повреждений во всей иерархии масштабов от межатомных расстояний и вплоть до формирования тектонических разломов в земной коре во многие тысячи километров, обуславливает качественное подобие сценариев разрушения независимо от масштабов деформационного процесса и реологических свойств среды. Такими общими свойствами деформируемых систем являются: пространственная локализация накопления повреждений/неупругих деформаций во всей иерархии масштабов, дальнейшая локализация деформационного процесса во времени как сверхбыстрого автокаталитического процесса – режима с обострением, наличие медленной динамики (формирование деформационных фронтов – медленных движений), а также миграция деформационной активности вследствие длинных пространственно-временных корреляций, охватывающих всю иерархию масштабов. Таким образом, процесс разрушения развивается как последовательность катастроф нарастающих масштабов вплоть до макроскопического. Показано, что самоорганизованная критичность любых деформируемых систем не исключает возможности предсказания времени и места будущего катастрофического события. Индикаторами такого крупномасштабного события могут служить следующие процессы: 1) замирание деформационной активности в ближней окрестности формирующейся магистральной трещины или разлома; 2) генерация в ближайшей зоне формирующегося очага разрушения цугов деформационных фронтов (фронтов повреждений) и их “стекание” к месту формирующейся магистральной трещины (разлома).

ВВЕДЕНИЕ. ФИЗИЧЕСКАЯ МЕЗОМЕХАНИКА И НЕЛИНЕЙНАЯ ДИНАМИКА

Уже прошло почти 30 лет как впервые академиком В.Е. Паниным с соавторами была сформулирована концепция структурных уровней деформации [Панин и др., 1985; Панин, 1998], которая положила начало новому научному направлению – физической мезомеханике деформируемых материалов и сред. В рамках этого направления разработаны новые экспериментальные и теоретические методы и подходы исследования деформации и разрушения нагружаемых материалов и сред уже как многомасштабных иерархических систем, эволюция которых в полях действующих сил происходит по законам нелинейной динамики или синергетики [Физическая мезомеханика ..., 1995; Панин, 1998; Панин и др., 1998; Макаров, 1998, 2004; 2005; Плешанов и др., 1999; Panin, 2001; Панин и др., 2003]. Синергетика, как теория самоорганизации, и нелинейная динамика в целом объяснили очень многое, прежде всего, дали общую схему любого эволюционного процесса. Особенно впечатляют работы, в которых экспериментальные данные обрабатываются методами нелинейной динамики (некоторые важные примеры будут обсуждены ниже). Однако практически неразрешимой оказалась проблема изучения эволюции реальных природных и физических систем, так как их поведение моделируется уравнениями в частных производных, а методов анализа общих свойств решений таких уравнений практически не существует. Исключением является быстро развивающаяся область нелинейной динамики – асимптотология или асимптотическая математика, развивающая методы асимптотического анализа сложных математических моделей реальных объектов [Панин и др., 2003].

Как и нелинейная динамика, физическая мезомеханика фактически изучает эволюционный процесс [Panin, 2001; Макаров, 2005, 2008] специфической нелинейной системы – нагружаемого твердого тела или прочной, например геологической, среды [Гольдин, 2002; Макаров, 2007]. Поэтому теоретическая физическая мезомеханика, в этом смысле, является разделом нелинейной динамики. Все открытые классической нелинейной динамикой или синергетикой законы эволюции сложных нелинейных систем в полной мере демонстрируются нагружаемыми твердыми телами и средами. Это мы видим как в экспериментах [Panin, 2001; Пантелеев и др., 2009], так и при решениях соответствующих

щих уравнений, описывающих эволюцию деформируемого твердого тела в полях действующих сил [Макаров, 2007, 2008]. Если нелинейная динамика изучала и в подавляющем большинстве изучает до сих пор особенности решений базовых уравнений синергетики, таких как уравнение теплопроводности или диффузии, Гинзбурга-Ландау, Кортвега-де Фриза, кубическое уравнение Шредингера (и другие его формы), более простые дифференциальные уравнения, допускающие аналитический анализ особенностей их решения [Курдюмов, Малинецкий 1983; Новое в синергетике, 2002; Капица и др., 2002; Малинецкий, Потапов, 2002; Гленсдорф П., Пригожин, 2003; Николис, Пригожин, 2003; Нелинейность в современном естествознании, 2009], то попытки привлечения этих базовых уравнений к анализу поведения реальных физических и природных систем или к исследованию прикладных проблем очень часто бесполезны и некорректны по той простой причине, что эти уравнения, в подавляющем большинстве подобных попыток, не являются строгой математической моделью изучаемого явления. Схожесть основных черт и особенностей эволюционных сценариев – пороговость физических явлений, пространственно-временная локализация процессов, наличие сверхбыстрых режимов эволюции (режимов с обострением), бифуркации и смена эволюционных сценариев, скоррелированное поведение элементов системы в широком диапазоне масштабов, явление самоорганизации и многое другое – вовсе не означает схожесть самих сценариев эволюции различных нелинейных систем. Сами сценарии, скорее всего, будут кардинально различаться, более того, классическим примером является чувствительность многих нелинейных систем к малейшим изменениям коэффициентов уравнения – система демонстрирует иные сценарии эволюции. Так, незначительное изменение коэффициентов в тримолекулярной модели химической кинетики – брасселаторе – приводит к различным сценариям: мы можем получить кольца, спирали, многоходовые спирали и т.д. [Гленсдорф, Пригожин, 2003; Николис, Пригожин, 2003], т.е. даже в рамках одного и того же уравнения различное задание свойств нелинейной среды определяет различные типы диссипативных структур, их многомерную архитектуру и эволюцию во времени [Курдюмов и др., 2006].

Для корректного теоретического изучения эволюции любого реального процесса, прежде всего, надо построить его реалистичную математическую модель, сформулировать задачу как эволюционную и анализировать решения соответствующих нелинейных уравнений [Макаров, 2007, 2008], а не привлекать для анализа хорошо изученные базовые уравнения по той простой причине, что их решения демонстрируют, например, наблюдаемый эффект обострения или локализацию параметров. Понятно, что за редким исключением это будут системы уравнений в частных производных, допускающие только их численное решение.

Проблема анализа численных решений уравнений в частных производных, как уравнений, описывающих эволюцию реальных физических процессов или дающих решение прикладной проблемы, назрела уже давно и является одной из актуальнейших проблем нелинейной динамики. Нами показано [Макаров, 2007а, 2008; Макаров и др., 2007], что решения уравнений в частных производных механики деформируемого твердого тела демонстрируют все специфические черты эволюции динамических нелинейных систем (они перечислены выше), когда решаемая динамическая задача поставлена как эволюционная [Макаров, 2008]. Привлечение многими исследователями к анализу эволюции реальных природных и физических систем, хорошо изученных базовых уравнений синергетики мало что дает, кроме уже известных общих рассуждений об особенностях эволюционного процесса, не позволяет получить количественные характеристики эволюции и порождает скепсис у научной общественности к возможностям и эффективности методов нелинейной динамики.

Новые парадигмы физической мезомеханики и нелинейной динамики оказались настолько плодотворными, что, несмотря на огромные успехи и новое понимание закономерностей деформационных процессов и разрушения, перед исследователями открываются все новые перспективы и возможности исследования актуальных проблем прочности материалов и конструкций на базе общих идей и подходов физической мезомеханики материалов и нелинейной динамики.

Одной из таких “вечных проблем” является проблема прогноза места и времени будущего разрушения, будь то лабораторный образец, деталь конструкции, катастрофическое обрушение кровли в шахте или формирование разлома в земной коре, приводящее к землетрясению. Думается, что парадигма физической мезомеханики, которая рассматривает деформируемую среду как многомасштабную нелинейную систему, в корне должна изменить и понимание, и подходы к решению этой проблемы.

Теоретический анализ особенностей эволюции деформируемых нелинейных систем в настоящей работе проводится на основе развиваемой автором с коллегами математической теории эволюции нагружаемых твердых тел и сред [Макаров, 2008; Макаров и др., 2007]. Анализируются численные решения динамических уравнений механики деформируемого твердого тела.

ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА РАЗРУШЕНИЯ И САМООРГАНИЗОВАННАЯ КРИТИЧНОСТЬ НЕЛИНЕЙНЫХ МНОГОМАСШТАБНЫХ СИСТЕМ

Если задать простой, но очень важный вопрос: можно ли говорить сейчас о какой-либо простой, но эффективной инженерной методике прогноза места и времени разрушения и есть ли основания надеяться на разработку такого метода в ближайшем будущем, - то ответ на первую часть вопроса будет нет, а на вторую да.

Традиционный критериальный подход феноменологической макроскопической механики разрушения в принципе не способен решать проблему прогноза. Согласно традиционному взгляду, например, на σ - ϵ диаграмму деформируемого образца металлического поликристалла (рис. 1), то вначале мы наблюдаем различные стадии деформационного упрочнения, а затем, при достижении предела прочности, - разрушение.

Подобный взгляд традиционен и для трактовки разрушения хрупких материалов и сред, только там за упругой деформацией небольшой участок восходящей ветви деформационной кривой трактуется как неупругая деформация, возникающая вследствие податливости среды за счет накапливаемых ею повреждений. Возникает вопрос: как поврежденная среда может быть прочнее менее поврежденной при меньших неупругих деформациях? Этот же вопрос можно адресовать и к идее деформационного упрочнения. Рост средних по образцу напряжений и в пластичных и в хрупких материалах не имеет никакого отношения к реальной локальной прочности нагружаемого материала, которая существенно выше средних по образцу макроскопических напряжений, отражаемых σ - ϵ диаграммой. Эта локальная прочность нагружаемой среды может только падать вследствие накопления ею на микро и мезо масштабах дефектов и повреждений различной физической природы. Когда медленная квазистационарная стадия накопления повреждений сменяется сверхбыстрым автокаталитическим процессом - режимом с обострением в локальной области разрушения, то в этой области также обвально уменьшается и локальная прочность, резко падают и средние по образцу напряжения. Точка пересечения С на рис. 1 этих кривых - локальной прочности деградировавшего материала и средних по образцу напряжений - и принимается за макроскопическую прочность. Формально это можно использовать в расчетах, но фактически возникает иллюзия, что разрушение происходит в областях с высоким уровнем напряжений, в то время как *в действительности в локальном очаге формирующегося разрушения локальные напряжения на соответствующих мезоскопических масштабах всегда будут существенно ниже средних вследствие их релаксации на развивающихся повреждениях и мезотрецинах, и тем они будут меньше, чем дальше зашел процесс разрушения, чем он ближе к сверхбыстрому катастрофическому режиму.* Другая сторона проблемы состоит в том, что понять и изучить механизмы разрушения, а тем более научиться их предсказывать, фиксируя внимание только на макроскопическом масштабе усредненного описания, невозможно в принципе. Фундаментом эволюционной концепции разрушения являются идеи иерархичности и многомасштабности деформационных процессов - базовые идеи и физической мезомеханики и нелинейной динамики. Понимание этого - первый шаг к построению прогностической модели разрушения. Рост же средних макроскопических напряжений объясняется многими хорошо уже изученными причинами, например, нарастанием стесненности деформаций (дилатансионное "упрочнение" хрупких материалов), дислокационными и другими микромеханизмами в пластичных материалах.

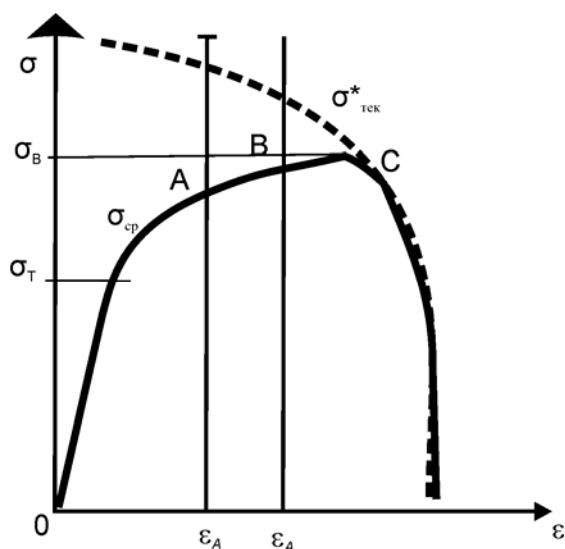


Рис. 1. Прочность среды как многомасштабной системы: $\sigma_{\text{тек}}^*$ - текущая интегральная прочность повреждаемой во всей иерархии масштабов среды; $\sigma_{\text{сп}}$ - среднее макроскопическое напряжение в среде; $\sigma_{\text{Т}}$ - предел «текучности»; $\sigma_{\text{В}}$ - наблюдаемый предел прочности

Другие фундаментальные свойства эволюции деформируемого твердого тела как нелинейной многомасштабной системы позволяет выявить нелинейная динамика. Нелинейная динамика дает новый взгляд и на проблему прогноза [Малинецкий, Курдюмов, 2007; Синергетика., 2009]. По образному выражению авторов работы [Малинецкий, Курдюмов, 2007] “нелинейная динамика лишила нас иллюзии глобальной предсказуемости: мы не можем предсказать, начиная с какого-то горизонта прогноза, поведение достаточно простых систем, в частности, маятника с трением”. Возникает непростой вопрос: каков горизонт прогноза процесса разрушения среды с заданной реологией? Или в другой формулировке: начиная с какой стадии или масштаба, мы можем ответить на вопрос, где и когда медленная квазистационарная фаза формирования очага разрушения выйдет на обострение на исследуемом макроскопическом масштабе? Пока удовлетворительного ответа на этот наиглавнейший вопрос не существует. Авторы [Малинецкий, Курдюмов, 2007] также считают, что в настоящее время происходит революция в области прогнозов: “Это (прогноз) перестало быть наукой, это становится технологией”. Многие серьезные корпорации и фирмы имеют лаборатории “проектирования будущего”. Почему же проблема прогноза разрушения столь далека от удовлетворительной предсказательной теории? Все дело в том, что одно дело работать с нелинейными системами, допускающими построение приемлемых моделей, базирующихся на сравнительно хорошо изученных системах обыкновенных дифференциальных уравнений и соответствующих базах данных, и другое дело – пытаться прогнозировать эволюцию нелинейных динамических систем, математические модели которых описываются системами уравнений в частных производных. Даже подробнейшие многолетние данные наблюдений сейсмических процессов, например, в окрестности знаменитого разлома Сан-Андреас в Калифорнии не привели к предсказанию ни одного значимого землетрясения (незначимого тоже). В сейсмике известно только несколько удачных предсказаний землетрясений, сделанных скорее на интуитивном понимании особенностей конкретного региона, чем на основе неких общих обоснованных теоретических представлений.

Однако, в области предсказаний редких катастрофических событий, к которым относится и проблема разрушения в целом и землетрясения в частности, наметился существенный прогресс. Этот прогресс связан с новой концепцией самоорганизованной критичности нелинейных динамических систем [Bak et al., 1987; Bramwell et al., 1998; Pinton et al., 1999; Ananthakrishna et al., 1999; Zaiser, 2006; Малинецкий, Курдюмов, 2007], которая вступила в серьезные противоречия с традиционными представлениями. Согласно традиционному подходу редкие катастрофические явления рассматривались как случайные независимые события, для которых будущее практически не зависит от прошлого. Такой подход приводит к гауссовой статистике – нормальному гауссову распределению вероятности независимого случайного события (рис. 2).

Подавляющее большинство инженерных методик оценки риска аварийной ситуации основаны на гауссовой статистике, согласно которой вероятность практически любой катастрофы оказывается чрезвычайно низкой, пренебрежимо малой. Реальная же статистика крупных катастроф и аварий демонстрирует другую картину событий, согласно которой вероятность катастрофического события оказывается на многие порядки выше [Малинецкий, Курдюмов, 2007; Писаренко, Родкин 2007]. До сих пор объяснения этого “парадокса” ищут в неблагоприятном стечении многих маловероятных событий и в пресловутом человеческом факторе. Статистика множества природных катастроф – землетрясений, ураганов, наводнений, и техногенных аварий – разрушений различных конструкций, взрывов на различного рода производствах, а также многие другие бедствия – обвалы на биржах, утечки информации и т.д., подчиняются степенному закону распределения [Малинецкий, Курдюмов, 2007;

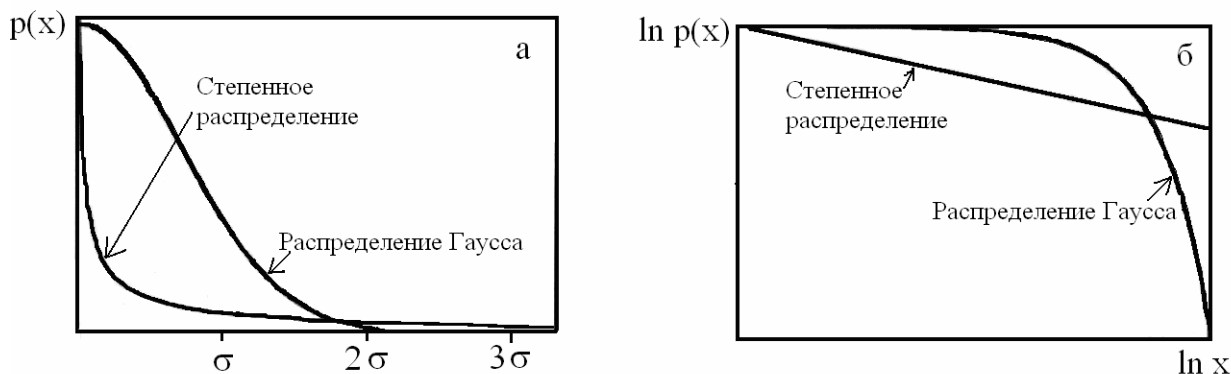


Рис. 2. Гауссово распределение случайных независимых событий и степенная зависимость для динамических нелинейных систем с самоорганизованной критичностью

Писаренко, Родкин 2007]. Класс подобных распределений принято называть “распределениями с тяжелыми хвостами”, так как “хвосты” таких распределений убывают медленно, и пренебрегать вероятностью возможного катастрофического события уже нельзя (рис. 2). В сейсмологии хорошо известен закон Гуттенберга-Рихтера (график повторяемости сейсмических событий), который устанавливает связь между числом сейсмических событий и их интенсивностью, и эта зависимость – прямая линия в двойных логарифмических координатах, аналогичная показанной на рис. 2, б, т.е. сейсмические события подчиняются степенной статистике.

Степенные законы распределения являются фундаментальным свойством эволюции многих многомасштабных иерархических нелинейных систем и в случае деформируемых систем отражают следующие их важнейшие качества: 1) формирование в эволюционирующей системе длинных пространственно-временных корреляций, охватывающих всю иерархию масштабов; 2) автомодельность и самоподобие процесса разрушения, обусловленные автомодельным характером накопления дефектов и повреждений во всей иерархии масштабов; 3) миграцию деформационной активности в сформировавшейся области пространственно-временной коррелированности событий.

Другая важная сторона подобных нелинейных систем – наличие в них медленной динамики, т.е. динамических скоррелированных процессов, существенно более медленных, чем быстрый информационный обмен в динамической системе. В деформируемых твердых телах и средах процессы локализации деформаций и повреждений, формирование разномасштабных деформационных фронтов, очагов разрушения и различных волн повреждений (например, фронтов Людерса в пластичных металлах) составляют медленную динамику деформируемой нелинейной системы. Информация в этих системах передается волнами напряжений, которые распространяются со звуковыми скоростями, превышающими характерные скорости подобных медленных динамических процессов на многие порядки.

Системы, обладающие подобными свойствами, получили название систем с самоорганизованной критичностью [Bak et al., 1987; Bramwell et al., 1998; Pinton et al., 1999; Ananthakrishna et al., 1999; Малинецкий, Курдюмов, 2007]. В таких системах любое событие, вследствие возникновения длинных причинно-следственных связей, неизбежно вызовет последующее и т.д., провоцируя лавину событий, затрагивающих всю иерархию масштабов, т.е. всю систему в целом. Другими словами, фундаментальным свойством систем с самоорганизованной критичностью является то, что они сами по себе стремятся к критическому состоянию. В них “возможны лавины любых масштабов” [Малинецкий, Курдюмов, 2007]. Следовательно, главная опасность “степенных” катастроф заключается не в том, что вероятность ее много выше, чем в гауссовой системе и ею нельзя пренебрегать, а в том, что катастрофа в системе с самоорганизованной критичностью неизбежна. Действительно, если процесс разрушения статистически скоррелирован во всей иерархии масштабов вплоть до макроскопического масштаба образца, то он неизбежно выйдет на этот макроскопический масштаб. Управляет этим процессом нелинейность свойств динамической системы в целом, которая складывается из нелинейного характера эволюции напряженно-деформированного состояния (нелинейность уравнений механики деформируемого твердого тела), нелинейности реологии (нелинейности определяющих уравнений, включая кинетические уравнения накопления неупругих деформаций и повреждений на разных масштабах и нелинейность процесса деградации прочностных свойств среды), нелинейности положительных и отрицательных обратных связей; а также, возможно, нелинейного характера связей открытой динамической системы с окружающим миром, например, граничными условиями.

Важнейшей особенностью таких нелинейных систем, обладающих свойством самоорганизованной критичности, является то, что в них нельзя выделить статистически независимые мезоскопические масштабы. Кстати и биосфера в целом, и общество, и рынок являются подобными системами. Если катастрофы неизбежны, важно, чтобы масштаб, на котором развиваются критические события, был как можно меньше, но это уже другая проблема нелинейной динамики – управление рисками, которую мы затрагивать не будем.

Впервые парадигма самоорганизованной критичности была установлена и осмыслена при изучении установившейся турбулентности в тестах Кармана [Bak et al., 1987; Bramwell et al., 1998; Pinton et al., 1999], а затем эта концепция, как основополагающая парадигма сложности, была проверена и исследована на других нелинейных системах, в частности при изучении прерывистой текучести пластичных сред и сейсмических процессов [Ananthakrishna et al., 1999; Zaiser, 2006; Кузнецов и др., 2008; Пантелеев и др., 2009].

В тестах Кармана изучалась статистика флуктуаций мощности, вводимой в среду вращением параллельных дисков, необходимой для поддержания стационарного турбулентного течения в

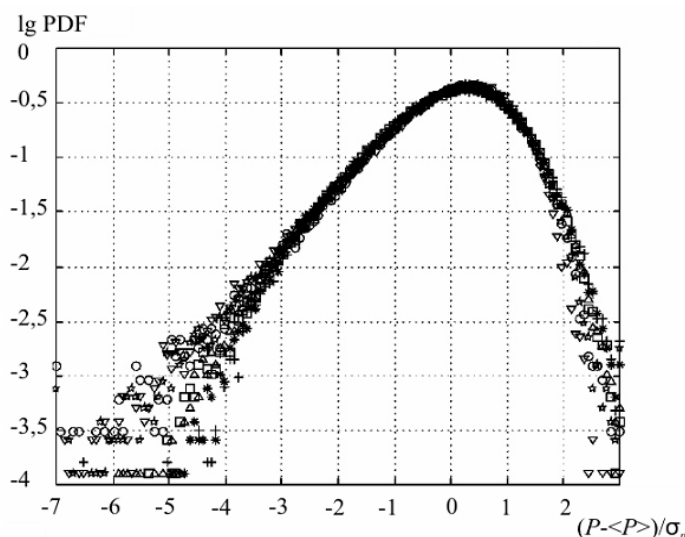


Рис. 3. Функция плотности распределения флуктуаций мощности при различных числах Рейнольдса: + - 15.169; * - 70.791; o - 111.240; □ - 212.370; x - 333.750; ∇ - 318.560; v - 500.590 [Макаров, Романова, 2000]

инерционном интервале турбулентности [Pinton et al., 1999] (рис. 3). Вводимая в поток мощность резко падала с установлением корреляций – когерентно эволюционирующих флуктуаций – на масштабе, равном расстоянию между вращающимися дисками (также резко падают напряжения в области формирования макроскопического очага разрушения). Характер распределения флуктуаций соответствует степенному закону. Медленная динамика безразмерных флуктуаций вводимой в поток мощности (PDF зависимость, представленная на рис. 3) для чисел Рейнольдса, изменяющихся на два порядка, демонстрирует также коррелированность в широком диапазоне амплитуд и является универсальным законом статистической автомодельности – когерентно эволюционирующих флуктуаций в широком диапазоне масштабов [Курдюмов и др., 2006; Малинецкий, Курдюмов, 2007; Пантелеев и др., 2009]. Здесь $P(t)$ – подводимая к дискам мощность, необходимая для поддержания стационарного турбулентного течения, в выражении $(P - \langle P \rangle) / \sigma_P$ скобки $\langle \rangle$ означают усреднение по времени, $\sigma_P = (\langle P^2 \rangle - \langle P \rangle^2)^{1/2}$ – среднеквадратичное отклонение, PDF (probability distribution function) – функция плотности распределения. Подобная зависимость характерна для всех динамических нелинейных систем, демонстрирующих свойство самоорганизованной критичности, в том числе и для процессов неупругой деформации и разрушения твердых тел и сред.

Например, прерывистое пластическое течение моно и поликристаллических материалов демонстрирует все черты явления самоорганизованной критичности [Ananthakrishna et al., 1999; Zaiser, 2006; Пантелеев и др., 2009]. В работе [Пантелеев и др., 2009] изучена статистика флуктуаций напряжений прерывистого течения нескольких материалов (сплава Al-Mg, ряда сталей, армко-железа) и убедительно показано, что наблюдаемые флуктуации напряжений пластического течения могут быть связаны с автомодельной природой коллективных мод мезодефектов, а нагружаемые материалы как нелинейные системы обладают свойством самоорганизованной критичности. На рис. 4, 5, любезно представленных авторами работы [Пантелеев и др., 2009], показаны полученные ими деформационная диаграмма сплава алюминия 5454 и PDF-зависимость для трех металлов соответственно.

В работах других авторов [Ananthakrishna et al., 1999; Zaiser, 2006] также получены подобные результаты. На настоящий момент можно считать доказанным, что деформируемые твердые тела являются динамическими нелинейными системами, проявляющие свойства самоорганизованной критичности. Для геосред соответствующую статистику сейсмических событий отражают широко известные законы Гуттенберга-Рихтера и Омори. Анализ процессов разрушения как лабораторных образцов [Пантелеев и др., 2009], так и сооружений [Карпинтер и др., 2008] методами акустической эмиссии приводит к тем же универсальным зависимостям – законам Гуттенберга-Рихтера и Омори.

Неудачные попытки построения прогностических моделей для подобных нелинейных систем привели к гипотезе о невозможности прогноза в самоорганизованных критических системах, которая пока не доказана, но и не опровергнута. Однако, динамическим системам, обладающим свойствами самоорганизованной критичности, присущи и другие важнейшие свойства, которые вселяют оптимизм в плане прогноза их эволюции. Так, в работе [Кузнецов и др., 2009] обнаружено, что даже простейшие модели клеточных автоматов типа кучи песка помимо самоорганизованно критических свойств, обладают другими важнейшими особенностями. В них возникают самоорганизующиеся долгоживущие структуры, существование которых не влияет на степенной характер распределения размеров кластеров в широком диапазоне параметров модели. Авторы пишут, что необходимо научиться прогнозировать только крупные кластеры в моделях. Также авторы [Пантелеев и др., 2009], анализи-

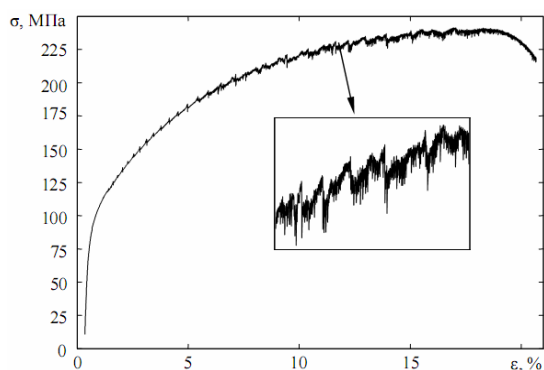


Рис. 4. Деформационная диаграмма прерывистого течения алюминиевого сплава 5454 [Пантелеев и др., 2009]

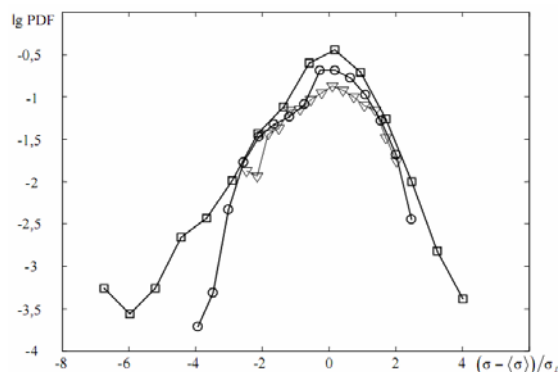


Рис. 5. Плотность распределения флуктуаций напряжения на стадии пластического течения для различных материалов (□ - Al 5454; ○ - сталь 03X18H10; ▽ - армко-железо [Пантелеев и др., 2009])

руя автотомельные решения эволюционного уравнения отмечают, что “многочисленные флуктуации напряжений, по-видимому, являются следствием формирования множественных автосолитонных волновых структур вдоль образца”. Подобные автоволновые структуры зарегистрированы в экспериментах [Зуев, 2009; Баранникова, 2009]. Ранее нами в численных экспериментах [Макаров, 2007а, 2008; Макаров, Романова, 2008] были изучены деформационные фронты, а также цуги подобных медленных деформационных фронтов, которые стекают в формирующийся очаг разрушения. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Экспериментально установленный ранее автором настоящей работы универсальный принцип фрактальной делимости твердых тел и сред [Макаров, 2007а, б.] также как и законы Гуттенберга – Рихтера и Омори отражает принцип статистической автотомельности процесса разрушения любой среды и является следствием свойства самоорганизованной критичности любого деструктивного процесса в деформируемых нелинейных системах. Он устанавливает простой закон роста масштабов деструкции (неупругой деформации и/или разрушения) в нагружаемой среде, согласно которому каждый последующий масштаб есть сумма двух предыдущих.

Универсальный принцип фрактальной делимости твердых тел и сред един как для неупругой деформации и разрушения пластичных тел и сред, так и для разрушения хрупких материалов. Он отражает специфику эволюции этих сред, самоподобие и масштабную инвариантность процесса разрушения. Последнее, а также эксперименты других исследователей дают возможность сформулировать следующие базовые принципы разрабатываемой математической теории эволюции нагружаемых твердых тел и сред.

Твёрдые тела и среды эволюционируют под приложенными нагрузками (любыми внешними воздействиями) как типичные нелинейные динамические системы. Глобальным параметром порядка эволюции нагружаемых твёрдых тел является скорость подводимой к ним энергии. Причем, твердые деформируемые тела проявляют свойство инвариантности к способу и виду подводимой энергии (тепло, механическое воздействие, радиация и т.д.). Важна общая сумма подводимой энергии. Энергия оказывается «квантованной» по величине, подобно масштабам в ряду иерархии. Если суммарная подводимая энергия превысит некоторое пороговое значение, в твёрдом теле происходит самоорганизация, которая проявляется в смене структур, в изменении пространственно-временной симметрии и вовлечении в процесс деструкции среды новых масштабов, что выражается, в частности, в формировании в среде иерархии блоков.

Можно утверждать, что существует единый процесс деструкции прочных материалов и сред. Для некоторых материалов и сред, которые мы называем пластичными, наблюдается длительная квазистационарная стадия – неупругая или пластическая деформация. Когда эта квазистационарная стадия короткая, то материал проявляет хрупкие свойства. За этой квазистационарной стадией накопления дефектов и повреждений процесс деструкции развивается катастрофически в режиме с обострением на соответствующем масштабе. Процесс деструкции твёрдых тел и сред статистически строго упорядочен. Наблюдаемая иерархия масштабов деструкции начинается с размеров кристаллической решетки и продолжается вплоть до размеров тектонических плит в геосредах.

Предложенная концепция системного или синергетического (эволюционного) подхода является альтернативой по отношению к макроскопической вероятностно-статистической механике разрушения твёрдых тел.

Таковы общие черты всех сценариев эволюции твёрдых кристаллических тел и сред под внешними воздействиями.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ЭВОЛЮЦИИ НАГРУЖАЕМЫХ ТВЕРДЫХ ТЕЛ И СРЕД

Прогностической моделью, способной описать механизмы формирования очага будущего разрушения, условия и особенности его формирования, а, главное, предсказать, когда и при каких условиях медленная квазистационарная фаза эволюции сменится на сверхбыстрый катастрофический режим, может быть только модель, учитывающая все главнейшие черты эволюционного процесса нагружаемой нелинейной деформируемой среды, включая характерные черты самоорганизованной критичности.

Ранее нами был разработан эволюционный подход к моделированию деструкции твердых тел и сред [Макаров, 2007а, 2008]. Этот подход описывает процессы самоорганизации в нагружаемой среде, локализацию в ней неупругих деформаций и повреждений, формирование иерархии блоков. Развитый подход позволяет моделировать как медленные стадии эволюции на любых временах, включая геологические времена, так и сверхбыстрые катастрофические режимы эволюции – так называемые режимы с обострением. Предлагаемая эволюционная концепция описания деформационного отклика на нагружение твердых тел основана на идеях нелинейной динамики и динамических уравнениях механики деформируемого твердого тела. Под деформационным откликом понимаются процессы деструкции прочных сред в полях действующих сил, т.е. процессы неупругой деформации и одновременного развития разрушения.

Было показано, что в основе математической теории эволюции всех твёрдых тел и сред лежат уравнения механики деформируемого твёрдого тела, как фундаментальные уравнения математической физики, отражающие самые общие природные законы сохранения массы, импульса, моментов импульса и энергии [Макаров, 2007а, 2008]. Было также показано, что, если задача сформулирована как эволюционная, прописаны положительные и отрицательные обратные связи в системе определяющих уравнений, а также заданы распределенные по объему источники, интегрально отражающие генерацию дефектов и повреждений на более мелких масштабах, чем явно введенные в рассмотрение, то численные решения такой нелинейной динамической системы демонстрируют все специфические черты решений, полученных для базовых уравнений нелинейной динамики: пороговость (при достижении некоторого порога происходит смена сценариев эволюции), автомодельность многомасштабного процесса разрушения, в частности, автомодельность процесса накопления повреждений во всем диапазоне масштабов разрушения, локальный характер накопления повреждений и неупругих деформаций, развитие режимов с обострением [Макаров и др., 2007].

Всё многообразие физических механизмов неупругой (пластической) деформации и процессов дилатансии, т.е. развития несплошностей разных масштабов и различной физической природы на этом феноменологическом уровне описания интегрально отражается путём задания нелинейных функций отклика среды на нагружение – эволюционными определяющими уравнениями первой и второй группы.

Определяющие уравнения первой группы – макроскопические уравнения. Эти уравнения задают связи между макроскопическими усреднёнными параметрами среды: параметрами течения, скоростями изменения напряжений и скоростями неупругой деформации, а также скоростями накопления средой несплошностей (повреждений). В них также входят источники неупругой деформации и повреждений, на которых могут возникать нестационарные диссипативные структуры [Макаров, 2008; Макаров и др., 2005]. Эти уравнения должны также включать положительные и отрицательные обратные связи между параметрами. Такие обратные связи являются регуляторами образования различных структур в нагружаемой среде [Макаров и др. 2009].

Эволюционные уравнения второй группы – это кинетические уравнения, задающие скорости накопления неупругой (пластической в том числе) деформации и скорости накопления повреждений. Эволюционные уравнения второй группы устанавливают связи между макроскопическим уровнем описания и процессами на более мелких масштабах, т.е. на микроуровне.

Таким образом, полная система нелинейных уравнений при лагранжевом подходе к описанию движения сплошной среды включает:

уравнения, выражающие законы сохранения

$$\rho V = \rho_0 V_0, \quad \rho \dot{v}_i = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x^j} + \rho F_i, \quad \rho \dot{E} = \sigma_{ij} \dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{\partial q_i}{\partial x^i}; \quad (1)$$

эволюционные определяющие уравнения первой группы

$$\dot{\sigma}_{ij}^J = \lambda(\dot{\theta}^T - \dot{\theta}^P) \delta_{ij} + 2\mu(\dot{\varepsilon}_{ij}^T - \dot{\varepsilon}_{ij}^P), \quad (2)$$

эволюционные уравнения второй группы

$$\dot{\theta}^P = A \frac{\partial}{\partial x^i} B \frac{\partial}{\partial x^i} \theta^P + C(\theta), \quad \dot{\varepsilon}_{ij}^P = F(\dot{\varepsilon}_{eff}^P, \sigma_{eff}^P, S_{ij}). \quad (3)$$

Здесь ρ_0, ρ — начальное и текущее значение плотности материала; V_0, V — начальное и текущее значение объёма некоторой частицы материала; x^i — координаты в декартовой системе координат наблюдателя; v_i — компоненты вектора скорости перемещений; σ_{ij} — компоненты тензора напряжений; F_i — компоненты вектора массовых сил; $\dot{\varepsilon}_{ij}^T = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x^j} + \frac{\partial v_j}{\partial x^i} \right)$ — компоненты тензора полной скорости деформации; E — внутренняя энергия единицы начального объёма; q_i — компоненты вектора теплового потока; точка над символом означает материальную производную по времени. Используется разложение полной скорости деформации на упругую и неупругую составляющие $\dot{\varepsilon}_{ij}^T = \dot{\varepsilon}_{ij}^E + \dot{\varepsilon}_{ij}^P$. Для учета независимости от жесткого вращательного движения производная по времени от напряжений записана в форме коротационной производной Яуманна $\dot{\sigma}_{ij}^J = \dot{\sigma}_{ij} + \sigma_{ik} \dot{\omega}_{kj} - \sigma_{kj} \dot{\omega}_{ik}$, где $\dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x^j} - \frac{\partial v_j}{\partial x^i} \right)$ — компоненты тензора скорости вращения (вихря). A, B, C, F — некоторые функции, определяемые при конкретном задании кинетик в (3). Используются также следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \dot{\theta}^T &= \dot{\varepsilon}_{ii}^T, \quad \dot{\theta}^P = \dot{\varepsilon}_{ii}^P, \quad \dot{\varepsilon}_{eff}^P = \sqrt{\frac{4}{3} \dot{I}_2^P} = \sqrt{\frac{2}{3} \dot{\varepsilon}_{ij}^P \dot{\varepsilon}_{ij}^P}, \quad \dot{\varepsilon}_{ij}^P = \dot{\varepsilon}_{ij}^P - \frac{1}{3} \dot{\theta}^P \delta_{ij}, \\ \sigma_{eff} &= \sqrt{3 J_2} = \sqrt{\frac{3}{2} S_{ij} S_{ij}}, \quad S_{ij} = \sigma_{ij} + P \delta_{ij}, \quad -P = \frac{1}{3} \sigma_{ii}, \end{aligned}$$

где $\dot{\varepsilon}_{ij}^P$ — компоненты девиатора тензора скорости пластических (неупругих) деформаций, S_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений, P — среднее давление, δ_{ij} — символ Кронекера, λ и μ — коэффициенты Лямэ.

Приведем уравнения модели среды (модель В.Н. Николаевского [Граргаш, Николаевский, 1989]), для которой учтено внутреннее трение и дилатансионные процессы -определяющие уравнения первой группы (4)-(8).

Модель также учитывает чувствительность хрупкой среды к давлению, предельная поверхность включает первый инвариант напряжений

$$f(\sigma) = \frac{\mu}{3} I_1 + I_2^{1/2} - Y, \quad (4)$$

где I_1 и I_2 — первый и второй инварианты напряжений, μ имеет смысл коэффициента внутреннего трения, Y — предел прочности (текучести). Таким образом, уравнение (1) является обобщением условия Кулона - Мора и определяет в пространстве напряжений конус Мизеса - Шлейхера, который может в общем случае зависеть от давления [Макаров и др., 2007]. В отличие от классической модели Друкера - Прагера, в настоящей работе используется неассоциированный закон течения

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^P = \dot{\lambda} \frac{\partial g(\sigma_{ij})}{\partial \sigma_{ij}}, \quad (5)$$

где пластический потенциал $g(\sigma_{ij})$ имеет вид

$$g(\sigma_{ij}) = I_2 + \frac{\lambda}{3} I_1 (2Y - \frac{\mu}{3} I_1) + const. \quad (6)$$

В этом случае скорость неупругой деформации определяется следующим выражением [Макаров и др., 2007]:

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^P = (s_{ij} + \frac{2}{3} \Lambda (Y - \frac{\mu}{3} I_1) \delta_{ij}) \dot{\lambda}. \quad (7)$$

Это выражение позволяет записать уравнение, связывающее объемную $\dot{I}_1^P$ и сдвиговую $\dot{I}_2^P$ составляющие неупругой деформации

$$\dot{I}_1^P = 2 \Lambda \dot{I}_2^{P1/2}, \quad (8)$$

где Λ – коэффициент (функция) дилатансии. При $\Lambda=\mu$ получим модель Друккера - Прагера, а при $\Lambda=\mu=0$ – модель Прандтля - Рейса. Представленная модель позволяет описать неупругую деформацию, предвещающую разрушение различных хрупких тел и геосред.

Функцию деградации – накопления повреждений D – в нагружаемой среде предлагается взять в зависимости от накопленной средой деформации $\varepsilon_{\text{тек}}$ с учетом вида напряженного состояния (определяющие уравнения второй группы) в виде

$$D = \int_{t_0}^t \frac{[(\varepsilon_{\text{тек}} - \varepsilon_0)^2 + K(\varepsilon_{\text{тек}} - \varepsilon'_0)^2] dt}{\varepsilon_*^2 t_*}, \quad (9)$$

$$\varepsilon_* = \varepsilon_{0*}(1 + \lambda)^n, \quad Y = Y_0(1 - D), \quad D \leq 1,$$

здесь $K=0$ при $\lambda \geq 0$ и $K=1$ при $\lambda < 0$, λ – коэффициент Лоде - Надаи, ε_0 – малое значение деформации, соответствующее сугубо упругому отклику среды, что позволяет копиться повреждениям за счет работы мезоконцентраторов напряжений уже на упругой стадии нагружения, $\varepsilon'_0 < \varepsilon_0$ и позволяет среде более интенсивно накапливать повреждения в области растягивающих напряжений, что и приводит к существенно более низкой ее прочности при растяжении, чем при сжатии. Функция ε_* зависит от вида напряженного состояния и резко падает в области растягивающих напряжений при $\lambda < 0$, что обеспечивает интенсивное накопление средой повреждений при $\lambda < 0$.

Эта система уравнений (1)-(3) вместе с определяющими или эволюционными уравнениями (для хрупких геоматериалов и геосред это уравнения (4)-(9)) является в общем случае нелинейной и открытой системой. Она описывает эволюцию любых твердых тел, в том числе и нагружаемой геосреды. *Связь этой открытой нелинейной системы с внешним миром осуществляется через управляющие параметры, которые совместно с граничными условиями (их также в ряде случаев можно причислить к управляющим параметрам) определяют условия нагружения среды* [Макаров, 2008].

Такая эволюционирующая открытая система будет способна к самоорганизации только в том случае, если в ней имеются объемные, распределенные в пространстве источники [Курдюмов, Князева, 1994; Курдюмов, 2006; Макаров, 2008], способные генерировать и перераспределять неоднородности в распределении параметров, фактически формировать новые и трансформировать уже имеющиеся структуры: дефекты и повреждения в деформируемых твердых телах и т.д. Диссипативные нестационарные структуры, способные к развитию и приводящие к усложнению и совершенствованию системы, т.е. ее адаптации к внешним воздействиям, как раз и формируются источниками [Курдюмов, Князева, 1994; Курдюмов, 2006]. По этой причине деформируемое твердое тело – это идеальная среда, способная к самоорганизации, так как в ней под приложенными воздействиями генерируются различные дефекты и повреждения разных масштабов [Макаров, 2008].

Эволюционные уравнения первой группы (2) записаны в релаксационной форме и выполняют несколько важнейших функций в развитии эволюционного процесса:

1. Упругие напряжения растут в каждой локальной точке нагружаемой среды пропорционально росту полных скоростей деформации $\dot{\varepsilon}_{ij}^T$, т.е. в соответствии со скоростью нагружения среды. Такое нагружение может быть осуществлено либо непосредственным заданием полной скорости деформирования $\dot{\varepsilon}_{ij}^T$, либо косвенно через приложенные массовые и поверхностные силы и перераспределения параметров в соответствии с развитием течения среды, определяемом законами сохранения (1). Именно в этом смысле скорости полных деформаций $\dot{\varepsilon}_{ij}^T$ выполняют роль управляющих параметров по Г. Николису и И. Пригожину [2003]. В любом случае, внутри расчетной области они сложным образом зависят от параметров *течения среды*.

2. Релаксируют напряжения в соответствии с развитием неупругих реакций в нагружаемой среде $\dot{\varepsilon}_{ij}^P$. Следовательно, релаксационные определяющие уравнения первой группы обеспечивают установление в каждой точке деформируемой среды динамического равновесия между внешними воздействиями и откликом среды на нагружение (отрицательная обратная связь).

3. Через эволюционные уравнения первой группы, записанные в релаксационной форме (2) с учетом кинетических уравнений (3) реализуются отрицательные и положительные обратные связи.

Отрицательная обратная связь реализуется через закон релаксации и стабилизирует деформационный процесс, выравнивая неоднородности. Действительно, чем выше напряжения, тем выше скорость генерации неупругих сдвигов и повреждений, а значит и выше скорость релаксации. С уменьшением напряжений уменьшается и генерация повреждений и сдвигов. Процесс стабилизируется в состоянии динамического равновесия в данной частице среды, из которого его может вывести, например, изменение полной скорости деформации $\dot{\varepsilon}_{ij}^T$, как управляющего параметра.

Положительная обратная связь не только разгоняет автокаталитический процесс деградации прочностных характеристик среды – локализация неупругих деформаций (повреждений) снижает прочностные характеристики среды в этих локальных областях, что в свою очередь, усиливает в них процессы локализации, – но и выполняет созидательную роль, формируя в среде новые диссипативные деформационные структуры [Курдюмов, Князева, 1994; Макаров, 2008].

Эволюционные уравнения второй группы (3) отражают реакцию среды на нагружение. В то время как полные скорости деформации $\dot{\varepsilon}_{ij}^T$, так или иначе, определяются условиями нагружения, $\dot{\varepsilon}_{ij}^P$ и $\dot{\theta}^P$ зависят только от внутренних свойств среды и есть результат работы распределенных объемных источников, генерирующих в среде дефекты. Кинетические уравнения (3) интегрально отражают масштабы микроуровня и определяют возможности среды перераспределять и диссипировать подводимую к ней энергию. В этом смысле они отвечают за способность нагружаемой среды к формированию в ней диссипативных нестационарных структур, т.е. за самоорганизацию. В этом и заключается созидательная роль положительной обратной связи [Курдюмов, Князева, 1994]. Входя в эволюционные уравнения первой группы (2) скорости накопления неупругих деформаций/повреждений $\dot{\varepsilon}_{ij}^P$ и $\dot{\theta}^P$ участвуют в конкурентной игре между положительными и отрицательными обратными связями, определяя эволюционные сценарии.

Модели конкретных нагружаемых геосред обсуждены также в работах [Макаров и др., 2007, 2008, 2009] и учитывают внутреннее трение, дилатансию, накопление повреждений и деградацию прочностных характеристик материала.

Полная система записанных уравнений является системой уравнений смешанного типа. Она описывает как быстрые изменения параметров, когда все возмущения распространяются со скоростями звука (гиперболические свойства решения), так и медленную динамику системы – формирование областей локализованных неупругих деформаций и повреждений, фронтов медленных движений, скорости которых на многие порядки ниже скорости звука (параболические свойства решения). В зависимости от способов нагружения и нелинейного отклика конкретной среды можно наблюдать различные типы сценариев эволюции, в том числе и известные из решений базовых уравнений синергетики [Макаров, 2007а, 2008; Макаров и др., 2008, 2009].

Развиваемый эволюционный подход к изучению деструкции твердых тел и сред является общей моделью как для описания неупругой деформации (пластичности для металлов), так и для разрушения пластичных сред и хрупких материалов и сред в зависимости от сценария эволюции, определяемого нелинейностью отклика среды. Он описывает деструкцию твердых тел и сред как общий совместный процесс нарастания неупругой (пластической) деформации, связанную с ней поврежденность, деградацию прочности среды и, наконец, макроскопическое разрушение, которое наступает при катастрофическом снижении локальной прочности до нуля.

На рис. 6 показаны тестовые расчеты разрушения хрупких образцов с начальной трещиной в сравнении с экспериментами работы [Костанов, Медведев, 2010]. Как и в экспериментах в расчетах образцы нагружались сжатием в вертикальном направлении. В силу заметной разницы прочности горных пород на нагружении растяжением и сжатием, *очаги разрушения всегда формируются в областях локального растяжения* (точнее растяжения-сдвига) при значениях коэффициента Лодена $\lambda < 0$. Даже при всестороннем сжатии в хрупких горных породах и средах в силу их неоднородности, в них всегда формируются локальные области растяжения. Таких областей тем больше и их размеры тем значительнее, чем выше неоднородность среды. Различные повреждения, трещины

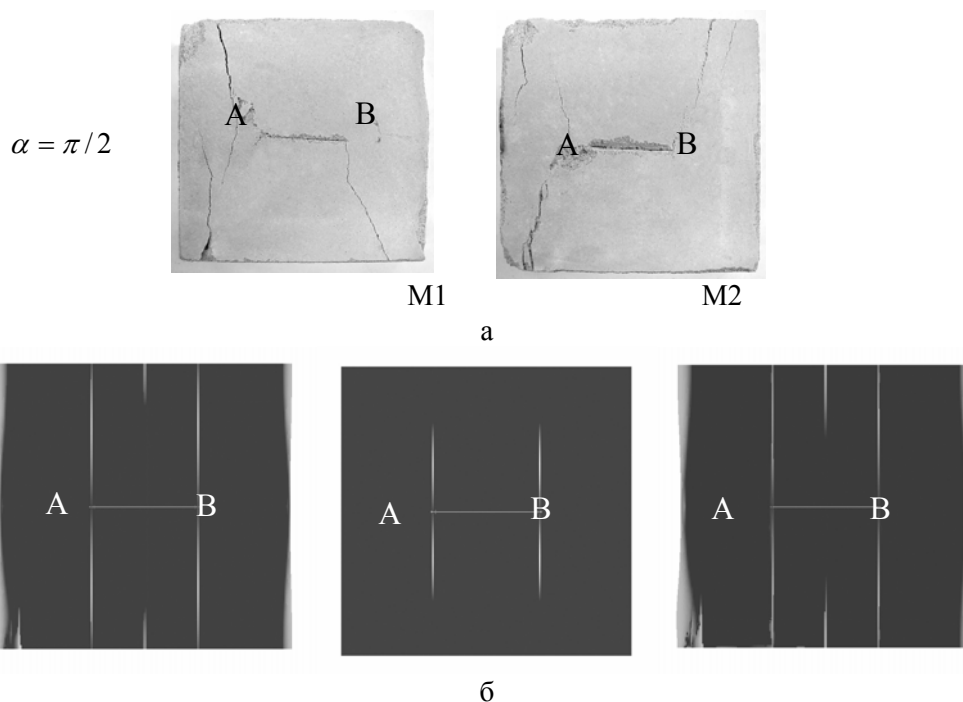


Рис. 6. а – экспериментально наблюдаемые картины разрушения в хрупких образцах M1 и M2 с начальной трещиной АВ [Костандов, Медведев, 2010], нагруженных сжатием; б – расчетные картины разрушения хрупких образцов для трех последовательных времен

разных масштабов также существенно увеличивают неоднородность среды. В их окрестности обязательно возникают области растяжения-сдвига. В результате новые, в том числе магистральные трещины, прорастают в направлении приложенной сжимающей нагрузки, как в приведенных на рис. 6 расчетах.

Подведем общий итог развиваемых модельных представлений.

Фундаментальным свойством всех эволюционных процессов является наличие двух стадий:

- квазистационарной стадии сравнительно медленного накопления изменений в нелинейной системе;
- катастрофического сверхбыстрого этапа эволюции, когда события развиваются в режиме с обострением.

Этот режим с обострением наступает, когда преодолен некий порог, т.е. параметры, определяющие ход эволюции системы, достигают пороговых значений, когда побеждает в конкуренции положительная обратная связь, нарушая динамическое равновесие, что и приводит среду в неустойчивое состояние и разгоняет автокаталитический процесс ее деградации.

Таким образом, любое разрушение есть процесс нарастания масштабов повреждений от межатомных масштабов до макроскопического масштаба образца как последовательность катастроф мезоскопических масштабов. Если на медленной стадии квазистационарного накопления неупругой деформации преобладают аккомодационные механизмы, обеспечивающие эффективную релаксацию упругих напряжений (например, накопление дислокаций), то эта стадия затягивается и наблюдается типичный пластичный отклик среды.

Как только начинает преобладать деградация, материал очень быстро теряет прочностные свойства, и процесс деградации развивается как катастрофа.

Обострение деградации в самом начале деформирования приводит к сценарию хрупкого разрушения.

Фронты Людерса, различные виды волн разрушения, медленные деформационные фронты в геосредах составляют особый класс движений, т.н. «медленных движений» в нелинейных средах и материалах.

Этот класс движений отражает коллективные процессы в нагружаемой нелинейной среде, определяя её медленную динамику, и является результатом самоорганизации в этой среде.

МЕДЛЕННАЯ ДИНАМИКА ДЕФОРМИРУЕМЫХ СИСТЕМ

Особое место в ряду деформационных явлений занимают деформационные фронты, разнообразные волны повреждений и разрушения. Наиболее изученными являются фронты Людерса - Чернова в металлах. Подобные деформационные волны, обусловленные накоплением повреждений в геоматериалах, наблюдаются и в земной коре [Гольдин и др., 2002]. Эти специфические деформационные волны в геосредах называют «медленными движениями». Есть все основания считать эти деформационные процессы явлениями самоорганизации в нагружаемых твёрдых телах [Макаров, 2007а, 2008; Пантелеев и др., 2009; Зуев, 2009; Баранникова, 2009], которые могут развиваться на различных масштабах, начиная с микроскопических микронных масштабов при формировании фронтов Людерса - Чернова в металлах, и вплоть до масштабов во многие сотни и тысячи километров при распространении фронтов повреждений в земной коре. *Характерной чертой всех этих деформационных процессов являются очень маленькие скорости их распространения* [Гольдин и др., 2002; Макаров, 2008; Зуев, 2009; Баранникова, 2009], на многие порядки меньше скорости звука в этих средах.

Численное решение систем уравнений (1)-(3) позволили смоделировать активизацию разлома деформационным фронтом, движущимся вдоль разлома, генерацию разломом медленных фронтов повреждений. Скорость таких фронтов оказалась зависящей от многих факторов: скорости нагружения, свойств геосреды, геометрии разлома, а конфигурация фронта определяется также и распределением напряжений в неоднородной геосреде [Макаров и др., 2005; Макаров, 2007а, 2008;].

Оказалось, что роль таких медленных фронтов велика как в процессах формирования областей локализации в пластичных материалах, так и очагов разрушения в хрупких. На рис.7 приведен пример формирования шейки в пластичном материале при растяжении образца для нескольких последовательных времен. В каждой паре верхних картинок (оттенки серого) показана накопленная неупругая деформация ε^p , а на нижних скорость деформации $\dot{\varepsilon}^p$, которая локализована, что дает возможность определить координаты фронтов. Первый рисунок демонстрирует движущийся от захвата деформационный фронт, затем процессы локализации, сформировавшиеся вблизи захватов замирают (при $t \geq t_2$, $\dot{\varepsilon}^p$ близка к нулю вблизи захватов) и начинает развиваться очаг будущего разрушения в

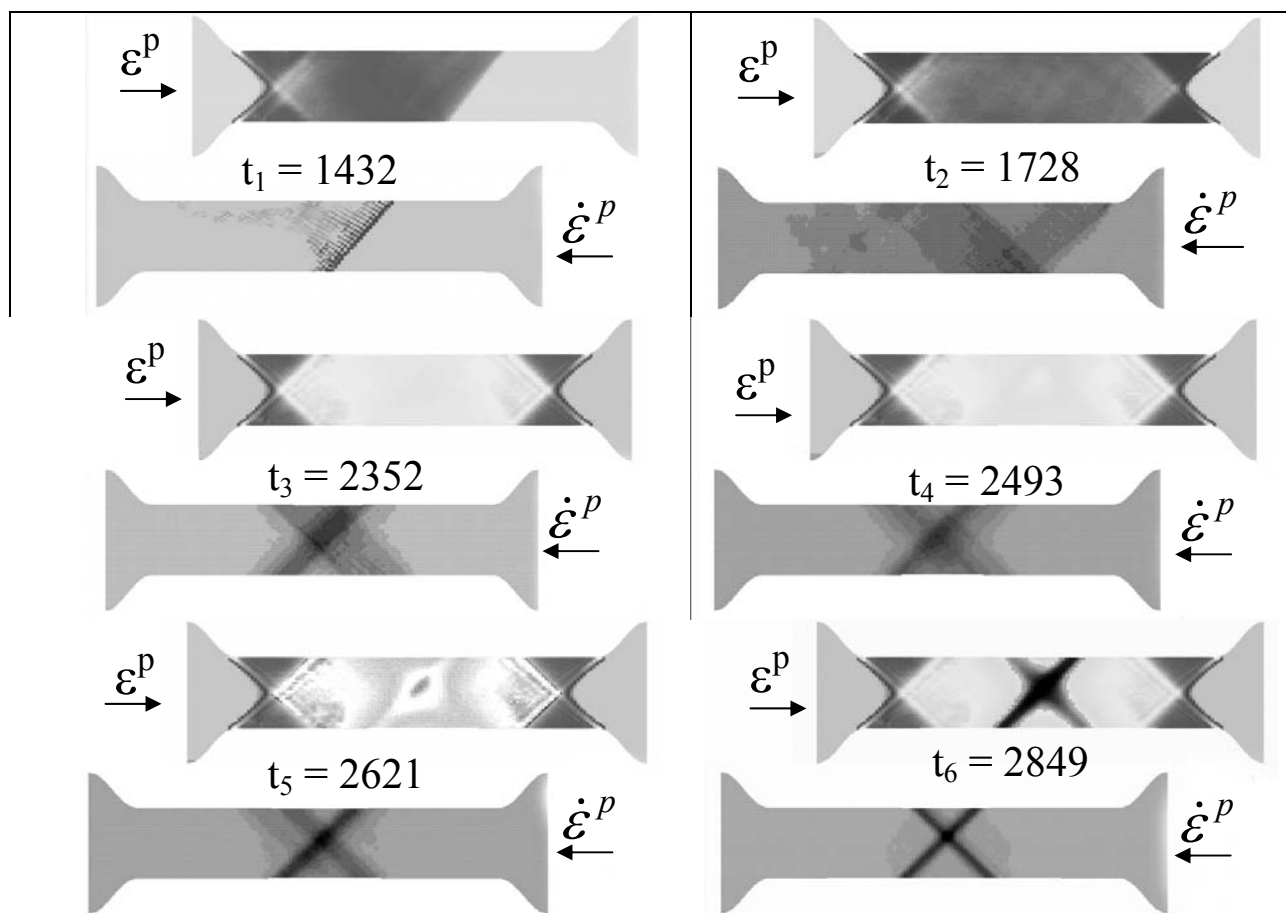


Рис. 7. Формирование очага разрушения (шейки) в пластичном материале деформационными фронтами

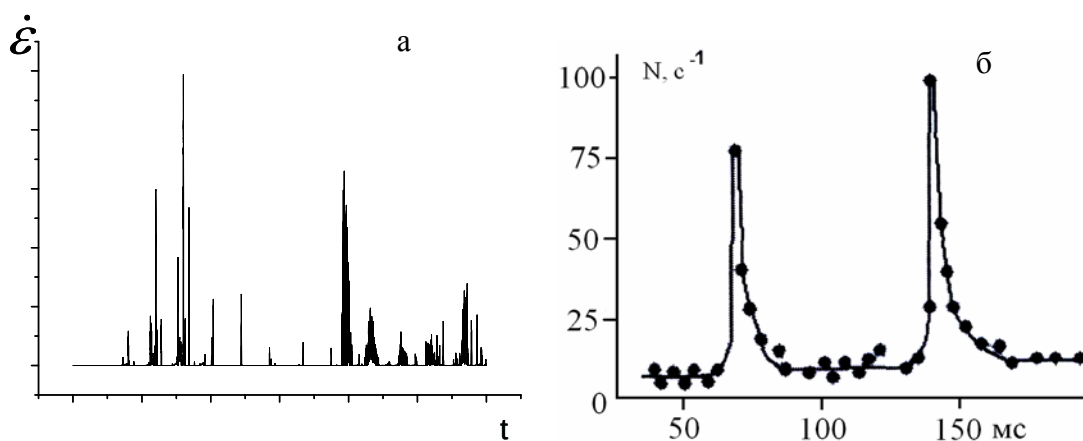


Рис. 8. Взрывной характер развития трещин в нагружаемой геосреде (численное моделирование эволюции горного массива над выработанным пространством) (а).

Скорость образования трещин в диабазе при действии на образец постоянного сжимающего напряжения [Журков и др., 1980] (б)

средней части образца. Поле деформаций ($t_3 \div t_4$) выглядит почти однородным и по нему невозможно определить, где формируется очаг, но по локализованным скоростям деформаций можно легко определить область будущего разрушения (шейки), куда стекаются деформационные фронты.

Для времен $t_3 \div t_4$ крест в центре размазан, это цуги деформационных волн, движущихся к очагу разрушения, наблюдается расслоение затемненной области на отдельные фронты. По временам $t_5 \div t_6$ видно, что этот процесс ускоряется, т.е. деформационный процесс выходит на режим с обострением (область локализации – крест в центре образца – стала существенно уже).

На рис. 7 ($t_5 \div t_6$) показано только начало процесса обострения. Если его представить через параметр повреждений D , то можно увидеть взрывной характер разрушения в зоне очага в хрупких средах (рис. 8, а) – показана скорость неупругой деформации $\dot{\epsilon}^p$ в сравнении с экспериментами работы [Журков и др., 1980] (рис. 8, б), в которых оценки скорости роста трещин определялись методом акустической эмиссии. Каждый всплеск скорости деформации на рис. 8, а в расчетах означает образование мезотрещин, обусловленное взрывным характером накопления мелких повреждений, как и в экспериментах [Журков и др., 1980] (рис. 8, б).

На рис. 9 показан характер роста функции поврежденности D ($0 \leq D \leq 1$) в кровле над выработанным пространством [Макаров и др., 2009] (вязкая среда). Видно, как на 28 день медленная квазистационарная фаза эволюции поврежденности D сменилась катастрофическим режимом с обострением (рис. 9, а). Следовательно, и скорость деградации прочности также перешла в режим с обострением (прочность $Y = Y_0(1-D)$, при $D \rightarrow 1, Y \rightarrow 0$) и, как результат, происходит обрушение кровли.

Фундаментальным свойством эволюции является наличие зон затишья перед катастрофическим событием. Это явление демонстрирует рис. 9, б. При численном решении задачи об обрушении кровли был выполнен мониторинг скорости накоплений повреждений в ближней зоне будущего катастрофического события. Процессы накопления повреждений для формирующихся в этой области со-

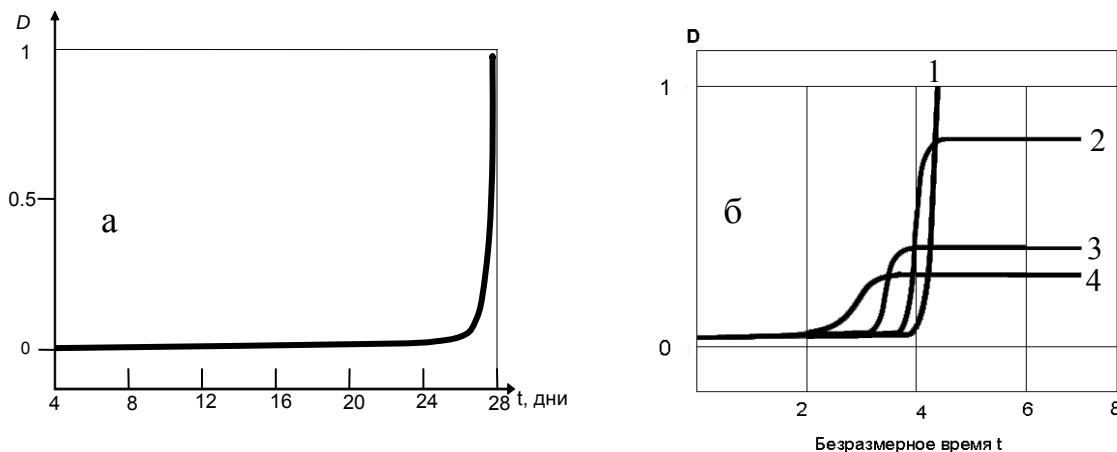


Рис. 9. Эволюция функции поврежденности для магистральной трещины в кровле над выработкой (а), формирование зоны затишья вблизи главного события (б)

путствующих трещин (рис. 9, б, кривые 2-4) замерли, а накопление поврежденности в будущем магистральном разломе резко обострилось (рис. 9, б, кривая 1).

Таким образом, любое макроскопическое разрушение есть обязательный катастрофический этап эволюции среды – режим с обострением на соответствующем масштабе. Физически этот режим означает прорыв разрушения с меньших масштабов на большие. Следовательно, увеличение масштаба деструкции всегда развивается как катастрофа в режиме с обострением, а все процессы накопления повреждений и деградации среды в окрестности подготовки крупномасштабного события замирают.

Таким образом, несмотря на то, что разрушение любой среды является процессом, обладающим свойством самоорганизованной критичности, медленная динамика указывает на место и время будущего разрушения, а замирание процесса формирования ряда трещин в некоторой локальной области свидетельствует о возможном выходе на катастрофический режим с обострением процесса накопления повреждений в одной из лидирующих трещин в этой области.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

1. Разрабатываемая математическая теория эволюции деформируемых твердых тел и сред, основанная на идеях иерархичности и многомасштабности нагружаемой среды, а также на идеях нелинейной динамики, является наиболее полной прогностической моделью, позволяющей изучать основные качественные черты эволюции нагружаемых твердых тел и сред.

2. Анализ экспериментальных и теоретических данных, в том числе результаты численных решений, моделирующих эволюцию деформируемых сред, однозначно свидетельствует, что все хрупкие и пластичные твердые тела, а также и геосреды, являются многомасштабными динамическими нелинейными системами, обладающими свойством самоорганизованной критичности.

3. Статистика катастроф разных масштабов, землетрясений, статистика флуктуаций напряжений при прерывистом пластическом течении, в том числе, подчиняется степенному закону распределения. Это также доказывает, что деформируемые твердые тела и среды являются нелинейными системами с самоорганизованной критичностью.

4. Фундаментальным свойством таких систем являются длинно-корреляционные взаимодействия во всей иерархии масштабов.

5. Катастрофы в таких системах неизбежны, т.к. динамическая система в силу внутренних нелинейных свойств и скоррелированности деформационного процесса на широком спектре масштабов стремится к критическому состоянию. В твердых телах разрушение представляет собой последовательность катастроф во всей иерархии масштабов вплоть до макроскопического масштаба образца.

6. Одной из главнейших черт динамических систем с самоорганизованной критичностью является то, что в ней нельзя выделить статистически независимые мезоскопические масштабы. Это обстоятельство очень часто приводит к миграции деформационной активности, замиранию процесса локализации деформаций и повреждений в одной области образца и его активизации в другой, например, миграции землетрясений в земной коре.

7. Нелинейные системы с самоорганизованной критичностью являются системами с медленной динамикой, выражающейся в пространственно-временной локализации процессов деформации и разрушения в случае деформируемых систем, миграции деформационной активности, формировании деформационных фронтов медленных движений, которые представляют собой диссипативные структуры, т.е. являются результатом самоорганизации в этих системах, обусловленной длинно-корреляционными многомасштабными взаимодействиями.

8. Автомодельный характер накопления дефектов и повреждений различной физической природы на разных масштабах приводит к автомодельности процессов неупругой деформации и разрушения.

9. Масштабная инвариантность процессов деструкции (разрушения) прослеживается в широком диапазоне масштабов.

10. Существующая гипотеза не доказанная, но и не опровергнутая, о невозможности прогноза критических событий в самоорганизованных критических системах, по-видимому, была высказана без учета других важнейших свойств этих нелинейных динамических систем – особенностей медленной динамики, включая миграцию деформационной активности, и формирования зон затишья вблизи критических событий.

11. Хорошо известные данные анализа сейсмических событий, а также результаты выполненного нами численного эксперимента свидетельствуют о формировании так называемых зон затишья вблизи катастрофического события, замирании деформационного процесса ниже некоторого определенного уровня. Расчеты показывают, что подобное затишье является практически переключением де-

формационного процесса с достаточно обширной области на более локальный процесс формирования очага будущего катастрофического события. Причем, такое затишье кажущееся, идет сравнительно низкоамплитудный непрерывный квазистационарный процесс наращивания деградации в локальной зоне формирующегося очага разрушения. Возможно, этот процесс можно регистрировать по снижению сейсмической активности в локальной области до некоторого порога, а в деформируемых образцах по соответствующему изменению акустической эмиссии.

12. Есть также все основания считать, что в процесс формирования очага будущего разрушения значительный вклад вносят деформационные фронты, которые стекаются в очаг будущего крупного события. Начало интенсивной подпитки локальной области деформационными фронтами можно считать началом режима обострения и переходом разрушения в катастрофическую стадию.

Таким образом, наличие локальных зон затишья и формирование диссипативных структур – цугов медленных деформационных фронтов – можно считать надежными предвестниками активной стадии формирования очага будущего разрушения, что вселяет определенный оптимизм в перспективы прогноза разрушения.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность академику В.Е. Панину за внимание и многолетнюю поддержку работы, а также ценные дискуссии. Автор также благодарен О.Б. Наймарку и О.А. Плехову за конструктивное обсуждение ряда важных положений работы, Е.П. Евтушенко, М.О. Ерёмину и А.Ю. Пёрышкину, выполнившим ряд расчетов. Работа поддержана грантом РФФИ № 10-05-00509а, интеграционным проектом СО РАН № 114, базовым проектом 7.11.1.6 и проектом VII.64.1.

ЛИТЕРАТУРА

- Ananthakrishna G., Naronha S.J., Fressengeas C. and Kubin L.P.* Crossover from chaotic to self-organized critical dynamic in jerky flow of single crystals // *Phys. Rev. E*. 1999. V. 60, No. 3. P. 5455-5462. *Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.* Self-organized criticality: An explanation of the 1/f noise // *Phys. Rev. Lett.* 1987. V. 59. P. 381-384.
- Bramwell S., Holdsworth P., Pinton J.-F.* Universality of rare fluctuations in turbulence and critical phenomena // *Nature*. 1998. V. 396. P. 552-554.
- Panin V.E.* Synergetic principles of physical mesomechanics // *Theor. Appl. Fracture Mech.* 2001. V. 37, No 1-3. P. 261-298.
- Pinton J.-F., W. Holdsworth P.C., Labbe R.* Power fluctuations in a closed shear flow // *Phys. Rev. E*. 1999. V. 60, No. 3. P. 2452-2455.
- Zaiser M.* Scale invariance in plastic flow of crystal solids // *Advances in Physics*. – 2006. V. 55, No. 1-2. P. 185-245.
- Андрюанов И.В., Баранцев Р.Г., Маневич Л.И.* Асимптотическая математика и синергетика // Синергетика. От прошлого к будущему. М.: Эдиториал УРСС, 2004. 304 с.
- Баранникова С.А.* Макролокализация пластической деформации как новый тип волнового процесса // Прочность, пластичность и разрушение: физика и инженерный подход / Отв. ред. Профессор, д.ф.-м.н. Л.Б. Зуев. Томск: Изд-во НТЛ. 2009. С. 56-70.
- Башкаров А.Я., Веттегрень Н.И., Светлов В.Н.* Иерархия статистических ансамблей нанодфектов на поверхности напряженного молибдена // *Физика твердого тела*. 2002. Т. 44, вып. 7. С. 1260-1265.
- Гленсдорф П., Пригожин И.* Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций. М.: Эдиториал УРСС. 2003. 280 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // *Физ. мезомех.* 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
- Гольдин С.В., Юшин В.И., Ружич В.В., Смекалкин О.П.* Медленные движения – миф или реальность // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 9-ой междунар. школы-семинара. Красноярск: 2002. С. 213-220.
- Граргаиш И.А., Николеевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // *Успехи механики*, 1989. Т. 12, № 1. С. 131-183.
- Добромыслов А.В., Козлов Е.А., Талуц Н.И.* Влияние сферически сходящихся ударных волн на высокоскоростную пластическую деформацию монокристалла меди. *Proc. Int. Conf. «Shock waves in condensed matter»*, St. Petersburg. 2006. P. 21-28.

- Добромыслов А.В., Козлов Е.А., Талуц Н.И., Уксусников А.Н. Влияние сферически сходящихся ударных волн на структуру сплава Al-2,4%Mg-5,5%Zn. Proc. Int. Conf. «Sack waves in condensed matter», St. Petersburg, 2006, P. 163-172.
- Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел. М.: Наука. 1980. С. 78-85.
- Зуев Л.Б. Физическая природа локализованного пластического течения // Прочность, пластичность и разрушение: физика и инженерный подход / Отв. ред. Профессор, д.ф.-м.н. Л.Б. Зуев. Томск: Изд-во НТЛ. 2009. С. 9-37.
- Капица С.П., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика и прогнозы будущего. М. Эдиториал УРСС. 2002. 342 с.
- Карпинтер А., Почидонья Дж., Пуцци С. Прогноз развития трещин в полномасштабных конструкциях на основе анализа показателя b и статистики Юла // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 3. С. 75-87.
- Килиан Х.Г., Веттегрень Н.И., Светлов В.Н. Ансамбли дефектов на поверхности нагруженных металлов как результат их обратимой агрегации // Физика твердого тела. 2000. Т. 42, вып. 11. С. 2024-2028.
- Килиан Х.Г., Веттегрень Н.И., Светлов В.Н. Иерархия ансамблей дефектов на поверхности нагруженной меди // Физика твердого тела. 2001. Т. 43, вып. 11. С. 2107-2111.
- Костандов Ю.А., Медведев В.С. Влияние ориентации начальной трещины на разрушение хрупких тел при сжатии. / Деформирование и разрушение материалов с дефектами и динамические явления в горных породах и выработках: междунар. науч. школа им. акад. С.А. Христиановича, 20-26 сентября 2010 г.: материалы конф. 2010. С. 166-171.
- Кузнецов И.В., Колесникова Н.М., Ломовской И.В., Ротвайн И.М. Обратная задача и прогноз на моделях клеточных автоматов // Синергетика. Исследования и технологии Под ред. Г.Г. Малинецкого // Синергетика. От прошлого к будущему. Изд. 2-е. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2009. С. 192-220.
- Курдюмов С.П. Режимы с обострением. Эволюция идеи / Под ред. Г.Г. Малинецкого. 2-е изд., испр. и доп. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2006. 312 с.
- Курдюмов С.П., Князева Е.Н. У истоков синергетического видения мира: режимы с обострением // Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Арго. 1994. С. 162-186.
- Курдюмов С.П., Куркина Е.С., Потапов А.Б., Самарский А.А. Архитектура многомерных тепловых структур // Режимы с обострением. Эволюция идеи / Под ред. Г.Г. Малинецкого. – 2-е изд., испр. и доп. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. С. 136-143.
- Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика – теория самоорганизации. Идеи, методы, перспективы. М.: Знание. 1983. 64 с.
- Макаров П.В. Подход физической мезомеханики к моделированию процессов деформации и разрушения // Физ. мезомех. 1998. Т. 1, № 1. С. 61-81.
- Макаров П.В. Об иерархической природе деформации и разрушения твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2004. Т. 7, № 4. С. 25-34.
- Макаров П.В. Нагружаемый материал как нелинейная динамическая система. Проблема моделирования // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 6. С. 39-56.
- Макаров П.В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика. 2007а. Т. 48, № 7. С. 724-746.
- Макаров П.В. Эволюционная природа деструкции твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2007б. Т. 10, № 3. С. 23-38.
- Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 3. С. 19-35.
- Макаров П.В., Романова В.А. О новом критерии пластического течения при моделировании деформационных процессов на мезоуровне // Мат. моделирование. 2000. Т. 12, № 11. С. 91-101.
- Макаров П.В., Карпенко Н.И., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Тунда В.А., Хомяков А.Н. Изучение деформации и разрушения геоматериалов и геосред как иерархически организованных систем // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, спец. вып. С. 17-20.
- Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Академич. Изд-во «Гео», 2007. 235 с.
- Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Моделирование обрушения кровли над выработанным пространством // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 1. С. 44-50.

- Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Сценарии эволюции горного массива над выработкой // Физ. мезомех. 2009. Т. 12, № 1. С. 75-82.
- Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М.: Эдиториал УРСС. 2002. 360 с.
- Малинецкий Г.Г., Курдюмов С.П. Приложение 2. Нелинейная динамика и проблемы прогноза // Структуры и хаос в нелинейных средах. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2007. С. 425-451.
- Нелинейность в современном естествознании / Под ред. Г.Г. Малинецкого // Синергетика. От прошлого к будущему. М.: Изд-во. ЛКИ. 2009. 424 с.
- Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. М.: Эдиториал УРСС, 2003. 342 с.
- Новое в синергетике: Взгляд в третье тысячелетие. М.: Наука. 2002. 478 с.
- Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физ. мезомех. 1998. Т. 1, № 1. С. 5-22.
- Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации. Новосибирск: Наука, 1985. 229 с.
- Панин В.Е., Коротаев А.Д., Макаров П.В., Кузнецов В.М. Физическая мезомеханика материалов // Изв. вузов. Физика. 1998. № 9. С. 8-36.
- Панин В.Е., Деревягина Л.С., Дерюгин Е.Е., Панин А.В., Панин С.В., Антипина Н.А. Закономерности стадии предразрушения в физической мезомеханике // Физ. мезомех. 2003. Т. 6, № 6. С. 63-73.
- Пантелеев И.А., Froustey С., Наймарк О.Б. Структурно-скейлинговые переходы и универсальность статистики флуктуаций при пластическом течении металлов // Вычислительная механика сплошных сред. 2009. Т. 2, № 3. С. 70-81.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вычислительная сейсмология. Выпуск 38 М.: ГЕОС. 2007. 242с.
- Плешанов В.С., Кибиткин В.В., Панин В.Е. Экспериментальная оценка типа разрушения и характеристик трещиностойкости поликристаллов оптико-телевизионным методом на мезоуровне // Физ. мезомех. 1999. Т. 2, № 4. С. 87-90.
- Постон Т., Стюарт Й. Теория катастроф и её приложения. М.: Мир. 1980. 608 с.
- Саранчук В.И., Айруни А.Т., Ковалев К.Е. Надмолекулярная организация, структура и свойства угля. Киев: Наук. Думка. 1988. 191 с.
- Семинский К.Ж. Соотношения между размерами блоков и подвижных зон, образующих структуру литосферы Азии на разных иерархических уровнях // Тезисы докладов межд. конф. по физич. мезомеханике, компьют. конструированию и разработке новых материалов. 2006. С. 150–151.
- Синергетика. Исследования и технологии. / Под ред. Г.Г. Малинецкого // Синергетика. От прошлого к будущему. Изд-во. 2-е. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2009. 224 с.
- Спунгин В.Г. Иерархия и строение разрывных нарушений гранитоидного массива // Геоэкология. 2001. № 6. С. 542-551.
- Спунгин В.Г., Зыков Д.С. Иерархия разрывных нарушений и золотое сечение // Сборник материалов XII международной конференции 18-23 сентября 2006г. Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Том II. Воронеж. 2006. С. 175-179.
- Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов: в 2 т. Под ред. В.Е. Панина. Новосибирск: Наука. 1995. Т. 1. 298 с., Т. 2. 320 с.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СИСТЕМ

А.И. Никонов

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва,

nik@ipng.ru

ВВЕДЕНИЕ

Методические основы дешифрирования геологических объектов, а также линейно-блоковых структур, как элементов глубинного строения на материалах аэрокосмических съемок рассмотрены в многочисленных работах Г.И. Амурского, С.М. Богородского, В.Н. Брюханова, В.А. Буша, В.И. Гридина, В.И. Макарова, Н.В. Межеловского, М.Н. Петрусевича, А.И. Полетаева, Л.М. Расцветаева, А.Л. Ревзона, А.В. Садова, В.Д. Скарятин, В.Г. Трифонова, Д.М. Трофимова, П.В. Флоренского, С.С. Шульца, Н.А. Яковлева и др.

Первым, кому удалось развить представления о систематическом расположении планетарных трещин был У. Хоббс. В опубликованных работах 1901-1911 гг им были заложены основы концепции регматического проявления региональной сети трещиноватости на Земле. До начала XX века подобными вопросами изучения структурных сетей, крупных линейных геологических объектов и их субпараллельной пространственной ориентации занимались У. Хопкинс, Д. Филипс, А.П. Карпинский и др. Но определение *линеамента*, впервые, было введенное в геологию в 1904 г. У. Хоббсом. Автор термина рассматривал линеаменты как реально существующие образования земной поверхности в виде спрямленных или линейно организованных элементов ландшафта, отражающих линейные геологические структуры и образующих единые системы с повторяющимся рисунком, а также имеющих определенную упорядоченность. Большинство исследователей, несмотря на последующее применение термина, относя его к различным линейным структурам самого разного происхождения, до настоящего времени, придерживается в основном его первоначального толкования.

В последующее время (середина 40-х годов), такими учеными как Р. Зондер, Дж. Умбгрове, Г. Штиле было сформулировано понятие «регматическая решетка», на которую распространялись основные (преобладающие) направления её пространственного расположения: С-Ю, В-З, СЗ-ЮВ, СВ-ЮЗ. Закономерная ориентировка зон линеаментов по четырем сопряженным системам относительно меридиана (двум ортогональным и двум диагональным) рассматривалась ими как первичная трещиноватость земной коры, к которой приспосабливаются более поздние тектонические структуры.

Развитие идей «регматической трещиноватости» продолжалось и в 50-е годы, когда были выделены уже 3 типа подобных систем для локального, регионального и планетарного уровня. Наиболее яркими последователями разрабатываемого подхода были Г.Н. Каттерфельд, Дж.Д. Муди и М. Хилл, Е.Н. Пермяков и др. Эти авторы, пытаясь понять планетарный механизм закономерного образования таких систем, предполагали связь его проявления на поверхности за счет ротационных сил вращения Земли.

Следом за Г.Н. Каттерфельдом [1962, 1970], которым были разработаны основы «регматической» сети трещиноватости под действием ротационной гипотезы и сформулировано понятие «критических параллелей» на широтах 35°, 62° и 71°, И.И. Чабоненко [1963], на основании лабораторных экспериментов влияния вращения Земли на изменение её напряжено-деформированное состояние, а также А.В. Долицкий и В.И. Кийко, за счет сжатия полюсов при вращении Земли, пытаются обосновать физическую модель поля ротационных сил, приводящих к системной трещиноватости планеты. В 60-70 годы эти исследования по планетарной трещиноватости Земли продолжались, о чем свидетельствуют работы А.И. Суворова, К.Ф. Тяпкина, С.С. Шульца (старшего), А.Н. Ласточкина и др.

Одним из стимулов для продолжения работ по выявлению зон систематической трещиноватости и линеаментов в конце 60-х годов послужили исследование Земли из космоса для целей народного хозяйства методами дистанционного зондирования земной поверхности. Развитие этих методов привело, прежде всего, к совершенствованию съемочных аппаратов (черно-белых, цветных, спектрально-анализирующих, работающих в различных диапазонах волн и т.п.) и самое главное к новым научным основам интерпретации получаемой из космоса информации. Развитие данных технологий в нашей стране является отдельным интересным и важным вопросом научных

исследований для сегодняшних пользователей космической информации. Интерпретация и заверка данных дешифрирования космоснимков привела к дальнейшему развитию такого направления как физика атмосферы, также были разработаны основы отражательной способности земной поверхности для различных ландшафтных условий в разное время суток и влияние на неё угла наклона экспозиции снимаемого аппарата. Использование дистанционной информации открыло принципиально новые возможности для выявления и анализа линеаментов благодаря особым, специфическим свойствам космических снимков – обзорности, естественной генерализации, разномасштабности проявления объектов на снимке и «рентгеноскопичности».

Реальность выявляемых линеаментов различными исследователями практически не вызывает сомнений [Скарятин, 1973; Трофимов, 1986, 1990; Флоренский, 1973], другими словами, отдельные линеаменты представляют собой конкретные наблюдаемые элементы тектонического и геолого-геоморфологического строения. Менее уверенно можно утверждать, что действительно существует глобальная система линеаментов, когда различными авторами выделяется от двух до шести направлений, в зависимости от углов их простираия. Поэтому, необходимо понять с какой точностью нужно проводить измерения простираия линеаментов и какой шаг наиболее приемлем для их отнесения к тому или иному направлению регулярной сети?

Другая проблема, по мнению К. Оллиера [1981], связанная с глобальной регулярной сетью линеаментов, состоит в том, что континентальный дрейф должен повлечь за собой отличия в рисунке линеаментов различных континентов, если, конечно, не считать, что, несмотря на дрейф, материи сохраняли первоначальную ориентировку по отношению к полюсам. Если принять, что линеаменты сформировались до начала дрейфа, то они должны были бы испытывать вращательные движения вместе с континентами. Поскольку основная часть линеаментов действительно имеет более древний возраст, то большинство кажущихся несоответствий обусловлено либо неточностью моделей, либо вращательными движениями континентов.

Поэтому, допущение о существовании глобальной системы линеаментов требует признания фиксистой позиции в образовании тектонических структур, что не отвечает мобилистским представлениям, в которых горизонтальное перемещение плит на сотни и тысячи километров противоречат данной позиции.

Большинством исследователей организованность линеаментных систем определялась глобальными глубинными закономерностями в распределении напряжений в литосфере и земной коре. С другой стороны, В.В. Кузнецовым [1997] было показано, что расположение поднятий и впадин на поверхности геоида не связано со строением земной коры (материками и океанами). Это один из самых поразительных результатов, показывающих, что существует компенсация масс (изостазия) в континентальных масштабах. Если бы материи были просто наложены на идеально слоистую эллипсоидальную Землю, то наблюдалась бы четкая связь формы геоида с очертаниями материков, и разница в высотах между поднятиями и впадинами на поверхности геоида была бы в 10 раз большей.

Например, стремления М.А. Садовского в своей знаменитой книге «Естественная кусковатость Земли» предложить способ организации геологических тел и их размерности, тоже не увенчались успехом, т.к. генетические посылки формирования тектонических структур далеки от представлений их формирования энергией взрыва.

Поэтому, планетарных и региональных тектонофизических основ данного явления, связанного с системно-иерархическим представлением размещения линеаментов (регматической трещиноватости) до сегодняшнего времени так и не было разработано. Подводя итоги развития данных исследований необходимо сказать, что, не смотря на, резко противоположные взгляды разрабатываемых концепций, таких как воздействие Луны и Солнца (лунно-солнечные приливы) на изменение деформационных характеристик горных пород, влияния ротационных сил при вращении Земли, глобальных глубинных процессов тектонической цикличности не были объяснены основные механизмы формирования линеаментных систем, которые обнаруживают такие их свойства, как:

- унаследованное развитие;
- иерархические свойства, отражающие размерность (длина и ширина);
- различная проявленность ортогональных и диагональных систем линеаментов на крупных геологических структурах (молодые и древние платформы, щиты, осадочные бассейны, геосинклинали и геантиклинали);
- нарушение региональных пространственных закономерностей простираия линеаментов на локальном уровне;
- прерывистость (фрагментарность) в плане.

В конце XX века в науках о Земле сформировались новые системные взгляды, обусловленные необходимостью разработки интегральных моделей взаимодействия между геооболочками и эндогенными и экзогенными природными процессами, а также различных сочетаний этих взаимодействий. Эти инновации определились в рамках синергетики как учения об общих принципах эволюции и самоорганизации сложных систем.

РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В МОРФОСТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Эндогенные и экзогенные процессы, приводящие к формированию морфоструктур земной поверхности, определяются пространственными (масштабом воздействия на земную кору – глобальным, региональным, локальным) и временными (например, эра, эпоха, период и т.п.) закономерностями, имеющими, в большинстве случаев, циклический характер их проявления. Сам термин цикличность трактуется как особый режим, или порядок протекания, определенного типа физических процессов.

Рассматривая глобальные, региональные и локальные *эндогенные тектонические процессы* необходимо отметить, что в формирование структур земной коры большую роль играют куполообразные поднятия, созданные вертикальными движениями различной природы. К ним относятся первичная стадия образования рифтов, горные сооружения, крупные плутоны, своды и локальные поднятия, также структуры нагнетания, для которых характерной особенностью является образование раздвиговых и сдвиговых деформации горных пород. Например, стадийность формирования рифтов, определивших, во многом, структуру и развитие поверхности планеты в целом, подробно описана в работах [Шахновский, 1988 а, б; Гарецкий, 1995] и др. авторов. Важным фактором в их развитии установлено, что рифты образовались в результате растяжения земной коры, контролируются долгоживущими мантийными разломами и выражены в рельефе фундамента линейными зонами дифференцированных опусканий. Горизонтальные сдвиговые перемещения глобального и регионального масштаба образуются, обычно, на пострифтовых стадиях, когда растекание мантийного вещества в неоднородных по физическим свойствам породах земной коры происходит в результате термодинамических процессов, способствующих развитию сдвиговых деформаций.

Развитие разломов отрывного типа на региональном и локальном уровне в структурах куполообразного вида (своды и локальные поднятия) имеют те же геодинамические механизмы, что и на глобальном уровне, но обусловлены вертикальным перемещением блоков фундамента или нагнетание под давлением флюидов и пластичных горных пород.

Концепция гравитационной тектоники использует силу гравитации для объяснения разномасштабных тектонических структур, образование которых связано с зонами вертикальных поднятий и часто соседствующих с ними опусканий, предшествует латеральное перемещение материала горных пород, создаваемых от небольших оползней до крупных элементов структуры Земли (рис. 1). Считается, что при куполовидных деформациях однородных толщ возникают структуры, связанные с гравитационным скольжением, давая начало таким тектоническим структурам, как складки и шарьяжи, надвиги и сдвиги.

Все эти деформационные процессы, с одной стороны, предопределяя развитие глобальных, региональных и локальных тектонических структур, характеризуются неравномерностью распределения в пространстве скоростей деформаций в земной коре. С другой стороны, взаимный эффект этих полей напряжений приводит к пространственной самоорганизации тектонических структур и их ориентации в пространстве на разных масштабных уровнях. Таким образом, в морфоструктурных элементах земной поверхности может проявляться унаследованность и их иерархическая соподчиненность со структурами высших порядков [Пиотровский, 1963]. Главными факторами структурной иерархии здесь являются зоны разломов, которые разделяют тектонические элементы разного ранга образуя разломно-блоковую разноранговую структуру.

Процессы нивелирования земной поверхности характеризуются выравниванием профиля равновесия. Поэтому, существует вторая группа факторов, которая относится *к экзогенным процессам*. Важно отметить, что деградация структурных форм поверхности, в отношении поднятых и опущенных блоков земной коры, проявляется на всем протяжении её развития, но в меньшей степени это влияние распространяется на такие геологические тела как разломы, проявляющие устойчивый характер в морфоструктурных формах поверхности Земли.

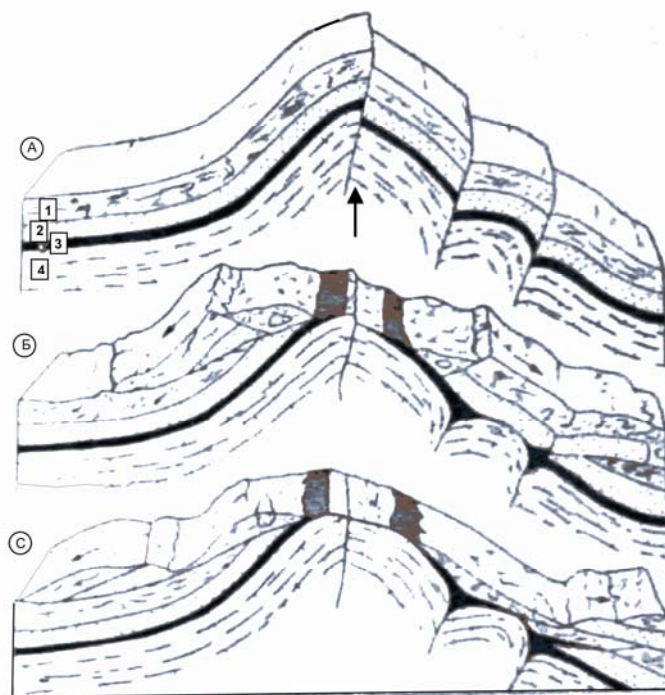


Рис. 1. Модель гравитационного разрушения куполообразной структуры регионального масштаба и её дальнейшее нивелирование склоновыми процессами (Q. Zaruba, V. Vencel, 1969).

А – поднятие и разломообразование; Б – гравитационное движение глин и песчаников по подстилающим горизонтам; С – преобразование осыпных участков и вершины структуры склоновыми процессами. 1- слоистые глины; 2- песчаники; 3 – красноцветные глины; 4 – известняки.

В географии, особенно в таких её разделах как геоморфология и ландшафтоведение, исследование закономерностей структурных форм рельефа получило новое развитие в работах И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова, где разработанная ими концепция морфоструктурного анализа земной поверхности отвечала субстратным формам образующим рельеф и эндогенным и экзогенным факторам его изменения во времени.

В работах [Преображенский, 1988; Арманд, 1988] определяющим признаком геопространства являлась его организация и упорядоченность. Организация географических систем состоит в выделении устойчивых структур и в поиске механизмов взаимосвязей разнородных по генезису и темпам изменения геокомпонентов, а также комплексов низшего ранга в единое целостное образование. Под упорядоченностью ими понимается пространственно-временная иерархия форм геопространства и/или процессов, составляющих целостную взаимосвязанную структуру ландшафта. Таким образом, упорядоченность и в данной области исследований является важнейшим атрибутом организации, которая проявляется через многообразие природных форм, а также временных вариаций природных процессов, где имеют место ритмические, трендовые, пульсационные и шумовые компоненты.

На данный момент в географии, в основном, разработаны теоретические представления и методы организации ландшафтных систем на региональном уровне. Основными ее факторами является географическая зональность, определяемая наличием в географическом пространстве свойств векторности (наибольшая контрастность значения признака), и природно-территориальная структура, определяющаяся градиентами значений, характеризующими данную систему. Ведущую системообразующую роль здесь играет сама физическая поверхность земли как универсальный интегрирующий фактор, превращающий происходящие в поле инсоляционных и гравитационных сил вертикальные взаимодействия в определенные территориальные структуры [Раман, 1976]. Поэтому геопространство рассматривается не только как вмещалище земных тел и явлений, но и как определенный их образ, а также структура, обусловленная движением, перемещением субстанций [Костинский, 1992].

Локальный уровень организации геопространства в большей степени определяется наличием зон сноса, аккумуляции и устойчивого равновесия, которые зависят от морфоскульптурных элементов рельефа, уклонов поверхности и изменении этих характеристик во времени. Таким образом, в основе динамических преобразований рельефа поверхности лежит механизм перераспределения массы горных пород под действием различных градиентов (силы тяжести, потоков вещества, их скорости и т.п.), которые определяются степенью расчлененности рельефа, то есть понятием базиса эрозии.

Существующие попытки разработать методы организации ландшафтных систем платформенных территорий на локальном уровне не всегда увязываются со скоростями геодинамических процессов, которые по мнению В.Г. Трифонова, В.И. Макарова, А.А. Никонова, сказываются, в основном, на

региональном уровне, причем скорость этих региональных поднятий измеряется миллиметрами в год, что не может оказать существенного влияния на процессы преобразования рельефа.

На основе анализа геодезических, геофизических и геохимических данных, полученных на геодинамических полигонах, расположенных как в сейсмичных, так и в асейсмичных регионах, был выявлен принципиально новый факт современных движений земной поверхности в зонах разломов [Кузьмин, 1999, 2004, 2005, 2009].

Оказалось, что в зонах разломов имеют место интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности. Эти движения высокоградиентны (свыше 50 мм/год), короткопериодичны (от 0.1 года до первых лет), пространственно локализованы (от 0.1 км до первых десятков км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью.

Этими исследованиями показано, что с одной стороны, эндогенные региональные процессы имеют длительность порядка миллионов и сотен тысяч лет, а следовательно определяют, в первую очередь, региональный фон и характер напряженного состояния, которое задают граничные (внешние) условия при описании локальных деформационных аномалий. С другой стороны, полученный экспериментальный материал, несомненно, указывает на локальную пространственно-временную нестабильность (неустойчивость) процессов деформирования, имеющих место в пределах собственно разломных зон.

Для структурного дешифрирования данный факт имеет большое значение, так как эти высокоградиентные движения, превышающие на порядок уровень региональных, связаны не с перемещением бортов разломных зон (то есть не самих блоков), а с формированием линейных участков опускания земной поверхности над разломной зоной.

Выявленные временные периоды и параметры активных участков проявления современных вертикальных движений земной поверхности в зонах разломов позволяют по-новому взглянуть на локальные процессы изменения рельефа земной поверхности, а также на механизм наследования этих геологических структур во времени и проявления их на материалах дистанционного зондирования (МДЗ).

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Для выявления разломов на материалах МДЗ необходимо определить, что такое разломная зона. Это ось отрыва или сдвига, по которой произошло разрушение горной породы, или это объём горных пород, измененных физическими и физико-химическими процессами, внутри массива горных пород, в котором он образовался?

В работе А.В. Пейве [1956] в первые было дано определение глубинного разлома, под которым понимается не дизъюнктивная граница между блоками и разрывом, а тело (зона разлома), *характеризующееся особой структурой и состоянием в ней вещества*. Еще одной важной характеристикой разломной зоны в пространстве является «область его динамического влияния», образуемая при его формировании. Данный термин был введен С.И. Шерманом с соавторами [Шерман С.И. и др., 1983].

Изучение преобразования вещества и влияние флюидного режима на внутреннее строение зон разломов составляет обширную область исследований, в которую внесли свой вклад такие ученые как Ф.А. Летников, Р.Г. Сибсон, С. Айртон, М.К. Губерт, А.И. Радыгин и многие другие.

Под характеристикой разлома, как известно [Шерман, 1977; Кузьмин, 2005], следует понимать специфическое геологическое тело, некий объём земной коры, имеющий аномальное строение и повышенную трещиноватость, возникшую в результате линейной деструкции среды.

Весь спектр пространственно-временных процессов, происходящих в разломной зоне, позволяет их использовать при создании системы дешифровочных признаков, о которых будет сказано ниже.

Дополнительно необходимо отметить, что в настоящее время имеет место серьезное противоречие между существующими представлениями о морфолого-генетических типах разломов и базовыми понятиями механики разрушения.

В статье [Кузьмин, 2004] делается акцент на то, что в подавляющем большинстве работ по структурной геологии и разломной тектонике кинематика движений в разломных зонах представлена, в большинстве случаев, сдвиговыми перемещениями. Согласно традиционной классификации разломов они, в зависимости от характера относительного смещения крыльев и угла падения плоскости сместителя, делятся на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и переходные формы (сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы и т.п.).

Вместе с тем, в механике разрушения существуют три основных механизма трещинообразования: отрыв, продольный сдвиг (антиплоская деформация) [Ребецкий, 1988; Ребецкий, Михайлова, 2011] и поперечный сдвиг. То есть имеет место два типа (механизма) разрушения: отрыв и сдвиг.

Таким образом, становится, очевидно, что в традиционной классификации разломов отрывной тип трещинообразования попросту отсутствует.

В предложенной М.В.Гзовским [1954] физико-генетической классификации разрывных нарушений присутствуют два основных механизма разрушения твердых тел (включая геоматериалы): раздвиг и сдвиг.

Эта проблема, по мнению автора, в выше приведенной статье, имеет своё определенное объяснение. К настоящему времени сложилась ситуация, когда большинство специалистов в области разломной тектоники допускают отрывной характер разрушения горных пород, но используемые методы исследования кинематики образования разрыва позволяют выделять, в основном, сдвиговое перемещение. Раздвиговой тип перемещения, приводящий к разрушению путем отрыва, в разломной зоне обычно не рассматривается.

Это замечание является существенным, т.к. разломные зоны имеющие отрывной или сдвиговой тип характеризуются развитием разных по типу воздействия на ландшафт экзогенных геологических процессов и явлений, геохимических обстановок, влияющих на свойства почв и состав растительных сообществ (фитоценозов), последние из которых формируют структуру отражения на аэрокосмических снимках.

Характер пространственного отображения разломов (зон повышенной трещиноватости) сдвигового и отрывного типа в разрезе горных пород и в плане, образующихся при формировании купольных структур регионального и локального уровня отражен в большом количестве работ по физическому их моделированию. Разработкой теоретических основ и практических решений в данной области науки занимались такие отечественные ученые как М.В. Гзовский, С.И. Шерман, А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина, А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкого, В.Н. Николаевский, П.М. Бондаренко и многие др.

Для установления вида их проявления на земной поверхности, в целях разработки методов дешифрирования, необходимо понимание закономерностей механического разрушения горных пород в областях поперечного изгиба.

Эксперименты, выполненные на прозрачных оптически активных и непрозрачных эквивалентных материалах (рис. 2), позволяют наблюдать за динамикой полей напряжений, а также процессов образования деформаций.

Метод фотоупругости обеспечивает достаточное соблюдение условий подобия для упругой области деформаций. Поэтому в этих моделях (рис. 2.1) можно наблюдать только распределение полей напряжений без образования отрывных и сколовых трещин. Физическое моделирование на непрозрачных материалах позволяет проследить стадии развития отрывных и сдвиговых деформаций на материалах, эквивалентных горным породам (рис. 2.2). На рисунке 2.1 приведены два случая распределения нормальных (σ_1 и σ_3) и касательных ($\tau_{\max}$) напряжений в многослойной разнородной модели, характеризующих образование купольных структур за счет вертикального движения штампа разной формы [Бондаренко, Зубков, 1999]. Утолщенные траектории нормальных напряжений на рис. 2.1, Б, возникающие на подошве вышележащих слоев, приурочены к зонам максимального растяжения и расположены над центральными частями поднятия. При вдавливании штампа вверх затухание величин нормальных вертикальных (σ_1) напряжений происходит от точки приложения нагрузки к кровле слоя, а горизонтальных (σ_3) - от центральной оси поднятия к крыльям структуры. Известно, что образование трещин отрыва субвертикальной ориентации в зонах наибольшего растяжения может произойти только тогда, когда нормальные напряжения превысят прочность пород на разрыв, которые можно наблюдать на рис. 2.2, А. Также, необходимо отметить, что при деформации пород энергия, затрачиваемая на отрыв, всегда меньше чем при реализации на сдвиг, а, следовательно, развитие отрывных трещин энергетически выгоднее, чем сдвиговых. Поэтому отрывные трещины формируются раньше чем сдвиговые.

В тоже время максимальные касательные напряжения образуют зоны сдвиговых деформаций, которые при преодолении прочности пород на сдвиг могут создать сколовые трещины. На рис. 2.1, А видно, что эти зоны приурочены к границам разнородных слоев в сводовых частях поднятия. Горизонтальные зоны сколовых трещин формируют разупрочненные слои горных пород, которые при больших амплитудах вертикальных смещений могут являться поверхностями скольжения и приводить к сдвиговым перемещениям масс горных пород и их складкообразованию.

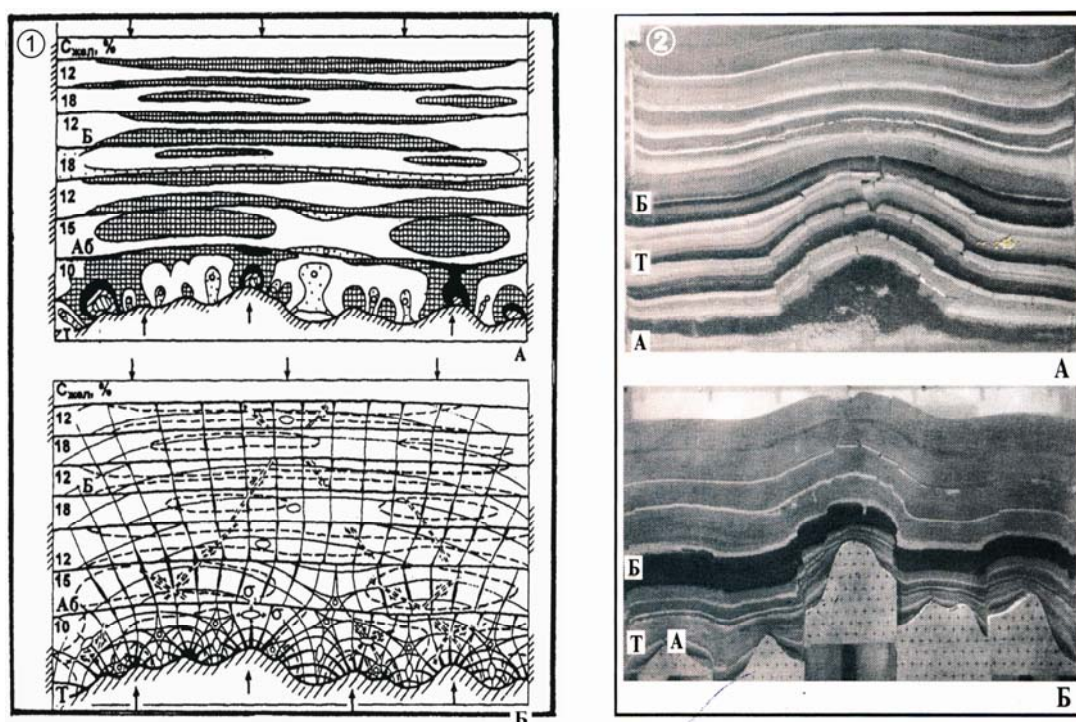


Рис. 2. Примеры физического моделирования на оптико-поляризационных и непрозрачных седиментационных материалах:

1) Формирование напряжений в разноплотностных слоях купольных структур при вертикальных нагрузках на штамп. А - траектории распределения значений касательных и Б - касательных и нормальных напряжений в разрезе.

2) Пример физического моделирования формирования зон разломов отрывного и сдвигового типа, а также сбросов - просядок в центральных частях поднятий в разноплотностных слоях при вертикальных нагрузках штампа на примере А) Кальчинское и Б) Пальяновское месторождений Западной Сибири. (слои: А - кровля фундамента; Т - кровля отложений тюменской свиты; Б - кровля отложений баженской свиты.).

На примере тектоноседиментационного моделирования непрозрачных материалов на рис. 2.2 можно видеть особенности формирования различных типов структурных нарушений в разрезе под действием воздымающихся блоков фундамента. Выполненные эксперименты показали, что ориентация образующихся трещин отрыва является субвертикальной в присводовой части поднятия, а по мере удаления от купола к его крыльям постепенно приобретает слабо наклонный характер.

В работе В.Н. Николаевского и В.И. Шарова [Николаевский, Шаров, 1985] приводятся данные об ориентации разломных зон и трещиноватости в континентальной коре. Наиболее интересной с точки зрения дешифрирования разломных зон является область ограниченная интервалом глубин до 2-3 и до 10 км, когда среднее значение углов падения разрывов, в первом интервале, остаются крутыми, а во втором, могут быть крутыми и наклонными. Данные закономерности в ориентации зон разломов связаны со сменой типов разрушения горных пород в приведенных интервалах, где область хрупкого разрушения типа отрыв сменяется областью образования сколов, но также в условиях хрупкого разрушения.

Приведенные данные об ориентации разломных зон в этих интервалах глубин можно с определенными ограничениями распространить на прочносвязанные породы осадочного чехла, что позволяет говорить об устойчивости разломных зон в периоды деградации палеорельефа и их проявления при формировании более поздней поверхности.

Пространственное расположение разломных зон в плане для купольных структур можно продемонстрировать на рис. 3. при сопоставлении данных физического моделирования и построения физико-геологической модели природного объекта. На рисунке 3, в можно увидеть интересную особенность, которая очень часто проявляется при интерпретации сейсморазведочных данных – отсутствие отрывных трещин, которые присутствуют на модели.

Необходимо отметить, что при моделировании купольных структур в большинстве случаев рассматривается однонаправленное действие источника вертикальных движений. При палеоструктурном анализе формирования данных поднятий, как правило, отмечается разнонаправленный характер вертикальных движений в различных его частях. Для региональных структур (например, зоны рифтовых поднятий, крупные батолиты) данный эффект может

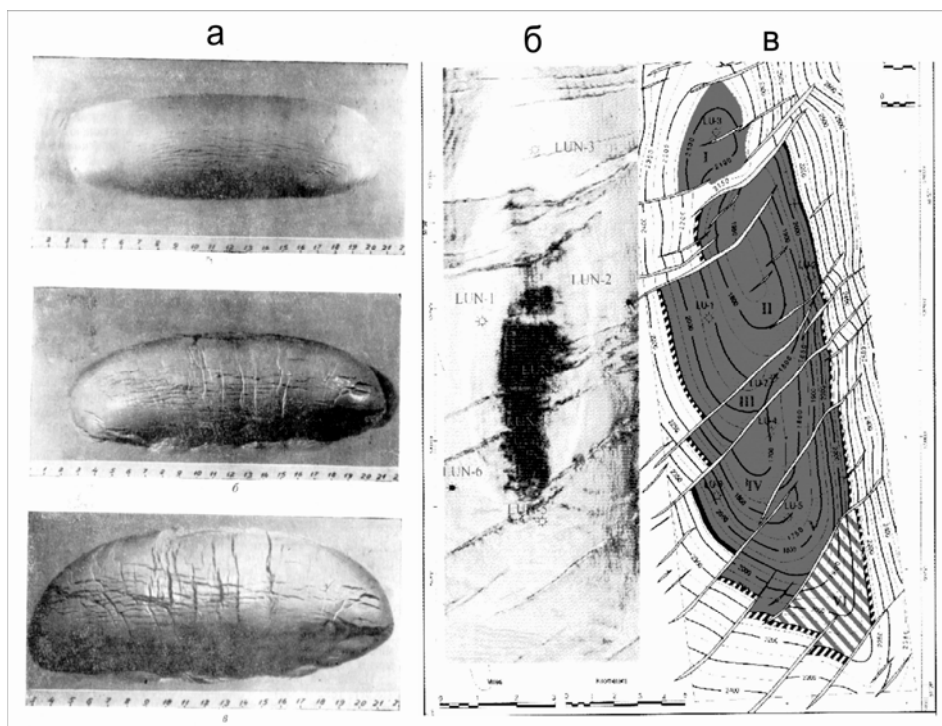


Рис. 3. Пример отрывных и сдвиговых деформаций при формировании куполовидных структур на физической модели (а) и сдвиговых деформаций (б, в) на примере тектонического строения Лунского поднятия.
а – последовательное развитие разломов в модели формирования антиклинальной структуры на глинах [Гзовский, 1954]; б – результаты выявления разломов сдвигового типа на основе интерпретации сейсморазведочных данных; в – геолого-геофизическая модель антиклинальной структуры

проявляться за счет различия скоростей растекания внедряющегося мантийного вещества и его остывания при внедрении в породы земной коры, а на локальных структурах за счет разнонаправленных движений блоков фундамента. Подобные процессы могут приводить к образованию зон продольного сдвига, которые часто наблюдаются в пределах таких поднятий.

Характер распределения в плане разноранговых разрывов (сдвиг и отрыв) в зоне продольного сдвига на начальных стадиях формирования континентальных разломов на примере физического моделирования (рис. 4) продемонстрирован в работе К.Ж. Семинского [2003].

На основе данных полевых и экспериментальных исследований процесса разломообразования показано, что основные закономерности формирования внутренней структуры континентальных сдвиговых зон, (в т.ч. характер их стадийности, виды нарушения субстрата, состав структурных парагенезисов) определяются тройственными парагенезисами трещин, составляющие различные по ориентировке типы (рис. 5).

Немаловажными аспектами, выявленными на рисунке 5 является закономерная ориентировка зон разломов в плане и выявленная во круг неё область нарушенности субстрата. Здесь хорошо видно, что область наибольшей нарушенности горных пород принадлежит разломам растяжения и сжатия, по сравнению со сдвиговыми зонами. При чем, на всех выделенных разломах, кроме тех, что сформированы в условиях сдвига, ширина их не превышает 5 км. Эти же закономерности преобладают и при образовании купольных структур на геологически закрытых территориях [Никонов, 2006], что подтверждается данными сейсморазведки и структурного дешифрирования [Кравцов, Никонов, 1996]. И в этом случае, зоны линеаментов, дешифрирующиеся на среднемасштабном уровне, характеризуются зонами, имеющих ширину 0.3-0.5, 1.5-2.0 и 5.0 км. Подобные размерности получены по многочисленным данным повторных геодезических измерений [Кузьмин, 1999], где устойчивые типы суперинтенсивных аномалий земной поверхности (γ , s и β) над зонами разломов определяются следующими размерами по ширине: γ - аномалия изменяется до 1-2 км; s -аномалия – до 5-10 км; β -аномалия до 10-30 км.

Современные комплексные геодезические и гравиметрические наблюдения показывают, что современная активизация разломной зоны в плане происходит не по всей её длине, а только в локальных участках. Поэтому, чаще всего, разломная зона при её прослеживании методом линеаментного анализа на материалах МДЗ проявляется в виде отдельных активизированных элементов, оказывающих влияние на компоненты ландшафта и тоновые характеристики его отражения.

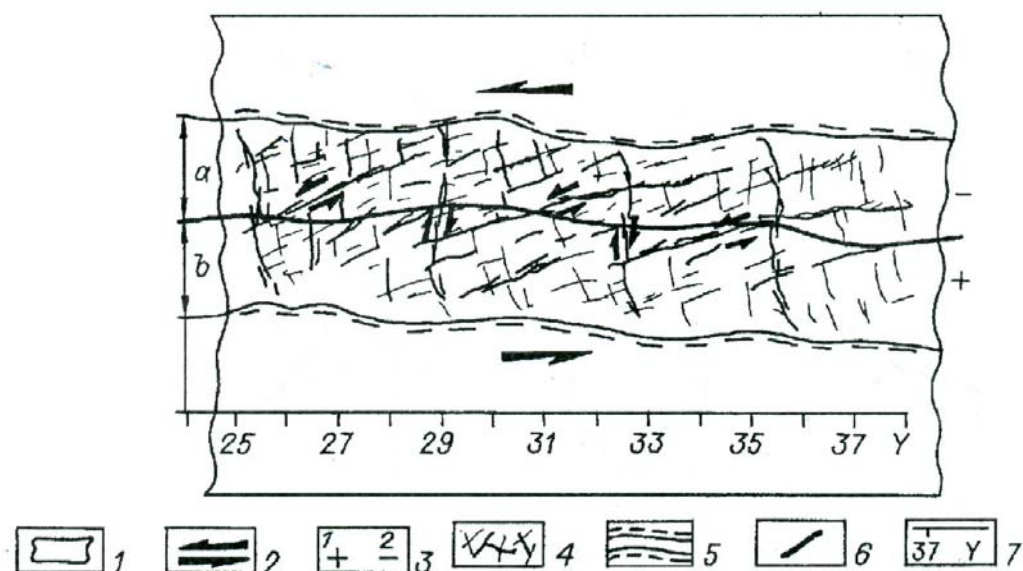


Рис. 4. Принципиальная схема участка сдвиговой зоны.

Обозначения: 1 - участок деформируемой модели; 2 - направление перемещения крыльев; 3 - активное (+) и пассивное (-) крылья сдвига (а, б - размеры зоны в их пределах); 4 - разрывы; 5 - границы зоны; 6 - линия магистрального разрыва; 7 - номера профилей

Подтверждение данному факту можно видеть на примере геодезических исследований, проводимых в Припятьском прогибе (размер территории – 180x80 км), где на основе интерпретации результатов повторных нивелирных измерений, участки проявления суперинтенсивных деформаций (СД) земной поверхности (типа γ) над разломной зоной (рис. 6) представлены активизированными фрагментами по её простирацию и напоминают прерывистую линию [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Такой же характер СД-процессов в разломных зонах мог проявляться на разных по времени стадиях формирования структуры рельефа, что могло приводить к наследованию данных зон в пространстве,

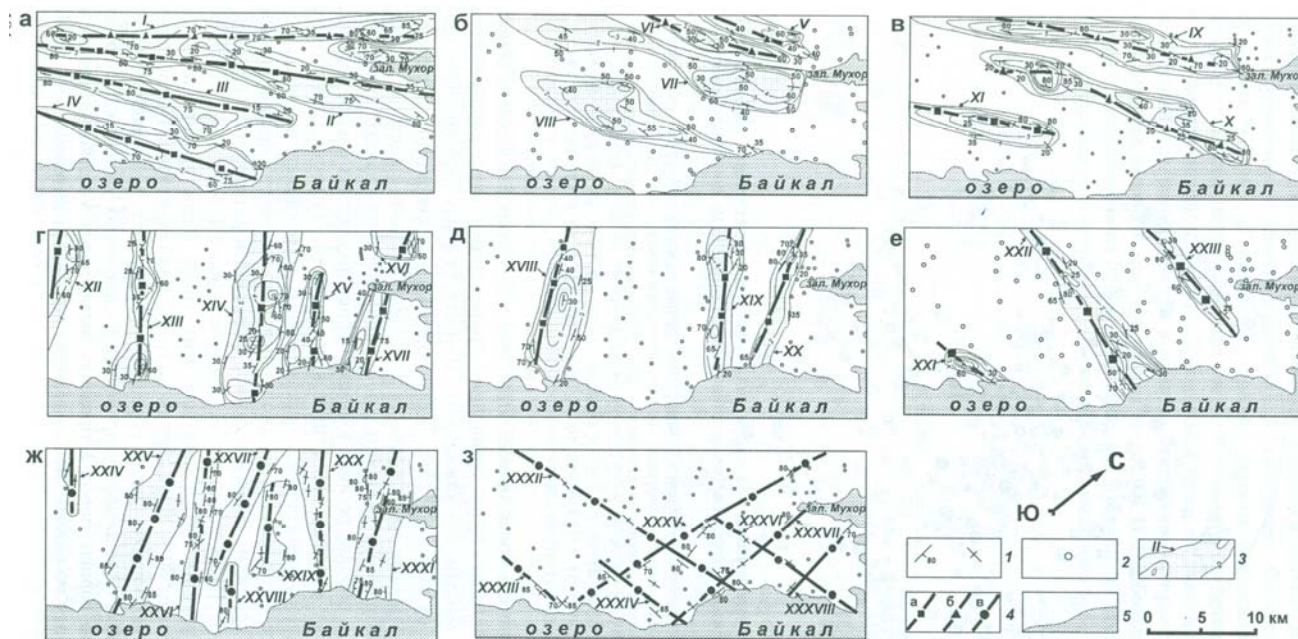


Рис. 5. Карты встречаемости в породах Приольхонья троек-систем трещин, составляющих различные по пространственной ориентировке типы: а - тип 1, б - тип 2, в - тип 3, г - тип 4, д - тип 6, е - тип 8, ж - тип 10, з - тип 11.

Обозначения: 1 - точка наблюдения, характеризующаяся присутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа, для которого традиционным знаком показаны элементы залегания главной системы трещин; 2 — точка наблюдения, характеризующаяся отсутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа; 3 — разломные зоны (и их порядковые номера), в пределах которых изолиниями показано распределение значений показателя интенсивности нарушения субстрата; 4 - оси разломных зон, сформировавшихся в условиях растяжения (а), сжатия (б) и сдвига (в); 5 - граница оз. Байкал



Рис. 6. Схема распределения в плане аномалий современных вертикальных движений, наблюдаемых в зонах разломов в пределах центральной части Северной структурной зоны Припятского прогиба.

1 – профили и пункты повторного нивелирования; 2 – зоны разломов 2 и 3 порядков; 3 – активизированные фрагменты разломной зоны (аномалии типа γ)

а при изменении тектонических условий в данном регионе могли активизироваться зоны разломов других направлений. Эти данные натурных наблюдений заслуживают особого внимания, т.к. имеют принципиальный физический механизм при обосновании модели линеamentной структуры исследуемой территории и отображения линеamentов в плане на разных масштабных уровнях.

Исходя из выше изложенного, можно предположить, что «проявление» линеamentов (зон разломов) на материалах МДЗ среднего и локального уровня не зависит от типа образования разломной зоны, а определяется происходящими в ней процессами, способными сохранить в ландшафте его динамические свойства, приводящие к отражающим характеристикам поверхности, отличным от окружающего его ландшафта. Данный механизм на этих уровнях связан с проявлением суперинтенсивных деформаций в зонах разломов за счет параметрически индуцированных тектонических движений геологической среды [Кузьмин, 1999, 2009]. Линеamentы глобально и регионального уровня, скорее всего, имеют другую природу «проявления» на материалах МДЗ, но несомненно, что они также отражают разломно-блоковый характер тектонических структур типа рифтов и глубинных разломов, определяющих на данном уровне различия ландшафтных условий.

Поэтому, выше продемонстрированные тектонофизические аспекты формирования зон разломов (трещиноватости), дают возможность обобщить необходимые для структурного дешифрирования их свойства - иерархическая размерность, упорядоченная ориентировка в пространстве и в разрезе, наличие в них фактов СД, а также характерных флюидодинамических и физико-химических процессов, позволяющих на их основе применить системно-иерархический подход для их интерпретации. Другой важнейший принцип заключается в том, что при структурном дешифрировании требуется не только и не столько выявление разобщенных друг от друга фотоаномалий, сколько установление места той или иной фотоаномалии и сопоставляемого с ней геологического объекта (явления, процесса) в общей линеamentно-блоковой структуре изучаемого региона. На указанных принципах основаны способы «проявления» и «прослеживания» свойственных каждой территории закономерно упорядоченных систем структурных линий, представленных ландшафтными индикаторами и отождествляемых с ландшафтно-геоморфологическими, геолого-геофизическими и геодинамическими аномалиями различного характера и порядка.

В связи с чем, под **линеamentами** понимаются зоны спрямленных элементов структуры земной поверхности, системно-упорядоченные под действием тектонических полей напряжений и отождествляемые с различными формами тектонических нарушений (флексурами, флексурно-

разрывными деформациями, разломами, зонами повышенной трещиноватости и т.д.), расположенных как в осадочном чехле, так и в породах фундамента.

Периодический характер изменения в них геофизических и геохимических полей приводит к изменению ландшафтных условий, проявляющихся в спектрально-яркостных характеристиках отраженного от них светового потока, что позволяет на основе методов индикации выявлять структуру линеаментов и их пространственные размеры на поверхности Земли.

При переходе от регионального масштаба к локальному строгость фиксации размерностей верхнего уровня и ориентировок линеаментов претерпевает определенные искажения за счет влияния, как считает большинство исследователей, частных полей деформаций, специфических для локальных тектонических структур. Тем не менее, изначально заданная системная направленность (принцип от «общего к частному») процесса дешифрирования позволяет выдержать целостность каркаса структурных линий и сохранить единство модели взаимосвязанных друг с другом линеаментно-блоковых структур разных уровней генерализации.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СИСТЕМ

Разработкой механизмов глобального и регионального уровня трещиноватости и линеаментного анализа занималось большое количество исследователей, в связи с чем автором данной работы предпринята попытка на основе личного опыта проведения структурного дешифрирования дать обоснование физических процессов на среднемасштабном и локальном уровне лежащих в основе проявления зон разломов на МДЗ. Проведение данных работ основывается на обобщении данных тектонического строения исследуемой территории регионального уровня.

В качестве такого примера приведены исследования автора, которые проводились с целью выделения зон потенциально опасных разломов на территории расположения инфраструктуры Киринского месторождения.

Исследуемая территория сухопутной части инфраструктуры Киринского месторождения расположена на востоке Восточносахалинского блокового мегаподнятия.

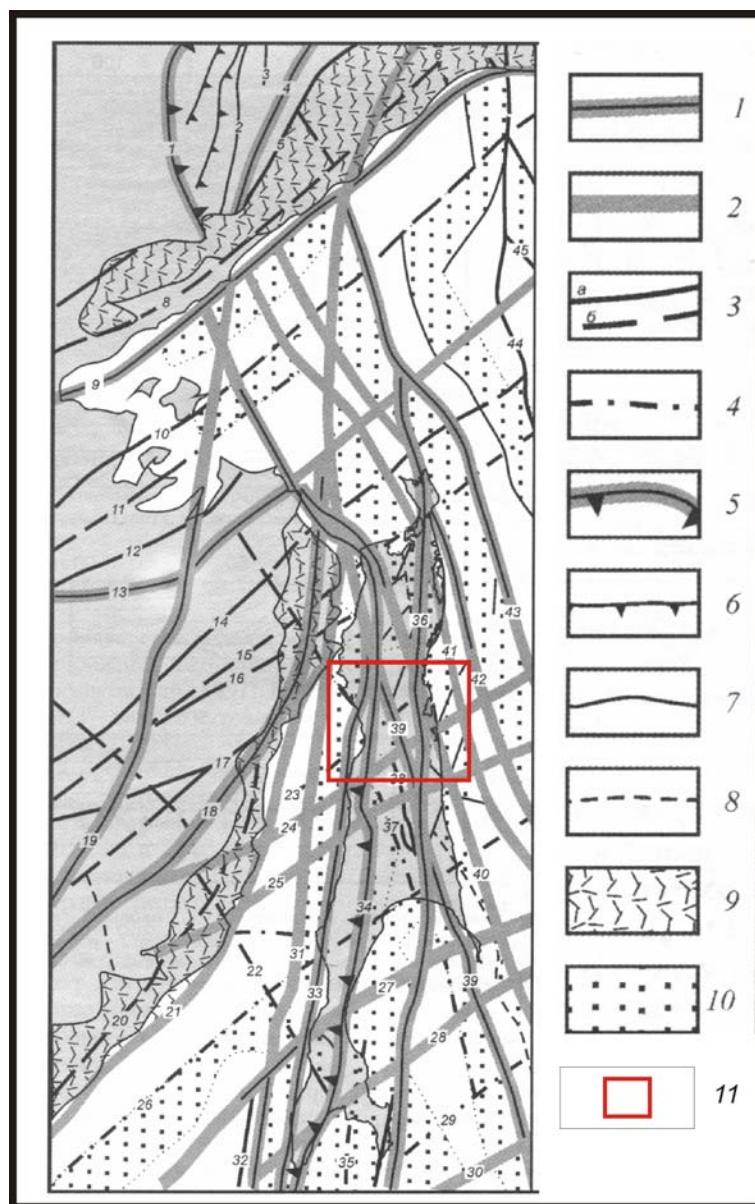
Восточносахалинское блоковое мегаподняние – наиболее крупная положительная структура на восточном фланге центрального Сахалина. По деформациям всех геоморфологических уровней блоковость его структур проявляется наиболее отчетливо, так как практически все новейшие элементы разделены разрывами.

В настоящее время для тектонического районирования о.Сахалин разработаны различные схемы разрывных структур, которые отражают временные закономерности их формирования с использованием различных тектонических концепций, для объяснения возникновения региональных и локальных полей напряжений в распределении разломных зон различного порядка. Они опираются, обычно, на комплекс геолого-геофизических материалов (рис. 7).

На данной схеме (рис. 7) по мнению О.А. Воейковой и др. [Воейкова, 2007] наиболее спорны представления о строении и соотношении Хоккайдо-Сахалинского и Катанглинского разломов, которые пересекают исследуемую территорию. Различие механизмов образования таких разломов, как Западносахалинский, Центральносакхалинский, Хоккайдо-Сахалинский и Катанглинский и других противоречит возможности их объединения, по крайней мере, на новейшем этапе геологического развития. Меридиональный вариант продолжения Хоккайдо-Сахалинского разлома в приповерхностных новейших структурах, что наиболее вероятно и подтверждается результатами структурного дешифрирования (рис. 8), проявляется в виде разрозненных фрагментов различной морфологии. В частности, одним из таких фрагментов может считаться Аниво-Курильская фрексурно-разрывная шовная зона. Следовательно, Хокайдо-Сахалинский разлом в виде единой новейшей (точнее, позднеорогенной) структуры не фиксируется.

В то же время, сами приповерхностные современные смещения в каждой из этих шовных зон являются сложными и часто знакопеременными. Так на карте приповерхностных новейших разрывов показано подавляющее большинство орографически выраженных позднеорогенных разрывов. Однако при детальном изучении исследуемой территории могут быть выявлены дополнительные разрывы, обычно локальные или оперяющие не выявленные на региональных схемах. Следует помнить, что современная активность разрывов может не проявляться на всем его протяжении.

Чаще всего, в иерархии крупных разломных зон прослеживаются более мелкие структурные элементы разлома, которые и характеризуют его целостность, включая в себя блоковые структуры 4-го порядка.



1 - литосферные надрегиональные разломы; 2 - скрытые литосферные надрегиональные разломы; 3 - коровые разломы: а - по геологическим данным, б - по геофизическим данным; 4 - скрытые коровые разломы; 5 - надрегиональные взбросо-надвиги; 6 - региональные взбросо-надвиги; 7 - зональные разломы; 8 - скрытые зональные разломы; 9 - зоны Восточно-Сихотэ-Алинских и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов; 10 - позднекайнозойские зоны растяжения; 11 - территория исследования.

Разломы (цифры на карте): 1 - Нелькано-Кыллахский (Западно-Верхоянский) краевой шов, 2 - Бурхалинский, 3 - Минорский, 4 - Юдомский, 5 - Билякчанский, 6 - Кетандинский, 7 - Нют-Ульбейский, 8 - Северо-Удский (Ульянский), 9 - Удский, 10 - Южно-Шантарский, 11 - Ассины-Тугурский, 12 - Омало-Усолгинский, 13 - Тукурингра-Амурский, 14 - Куро-Бичинский, 15 - Приамурский (Северо-Байкальский), 16 - Удильский, 17 - Даубихинский, 18 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 19 - Нижне-Амурский, 20 - Прибрежный, 21 - Восточно-Сихотэ-Алинский, 22 - Лютогский, 23 - Тымский, 24 - Аукан-Лунский, 25 - Совгаванский (Верхне-Тымский), 26 - Ламанонский, 27 - Слепиковский, 28 - Мордвиновский, 29 - Южно-Анивский, 30 - Южно-Охотский, 31 - Монеронский, 32 - Западно-Монеронский, 33 - Западно-Сахалинский, 34 - Центрально-Сахалинский, 35 - Сусунайский, 36 - Хоккайдо-Сахалинский, 37 - Невский, 38 - Первомайский, 39 - Набильский, 40 - Катанглинский, 41 - Западно-Шмидтовский, 42 - Восточно-Сахалинский, 43 - Западно-Охотский, 44 - Дерюгинский, 45 - Центрально-Охотский.

Рис. 7. Схематическая карта разломов западной части Охотоморского региона [Харахинов и др., 1984]

Поэтому, задачами следующего этапа по проведению структурного дешифрирования является выявление системно-сопряженных иерархически-соподчиненных структур линеаментов на следующем более крупном уровне.

Линеаментный анализ территории Восточно-Сахалинского блокового мегаподнятия приведен на рисунке 8,2. Для определения основных простираций линеаментов этой части территории был проведен сравнительный анализ выявленных по снимку и по геологическим и геофизическим данным.

Основными направлениями геологических и тектонических границ отвечающих структурной неоднородности в строении данного участка являются северо-западные и меридианальные простираения геологических структур.

В качестве сопряженной системы ландшафтных индикаторов тектонического строения, отождествляемых с линеаменами, выделяются:

- протяженные спрямленные отрезки русла и долины рек, а также их резкие коленообразные изгибы;
- участки аномального изменения ширины поймы рек, их ориентировок, характера меандрирования и степени извилистости русел;
- прямолинейные участки изменения степени дренированности междуречных равнин;

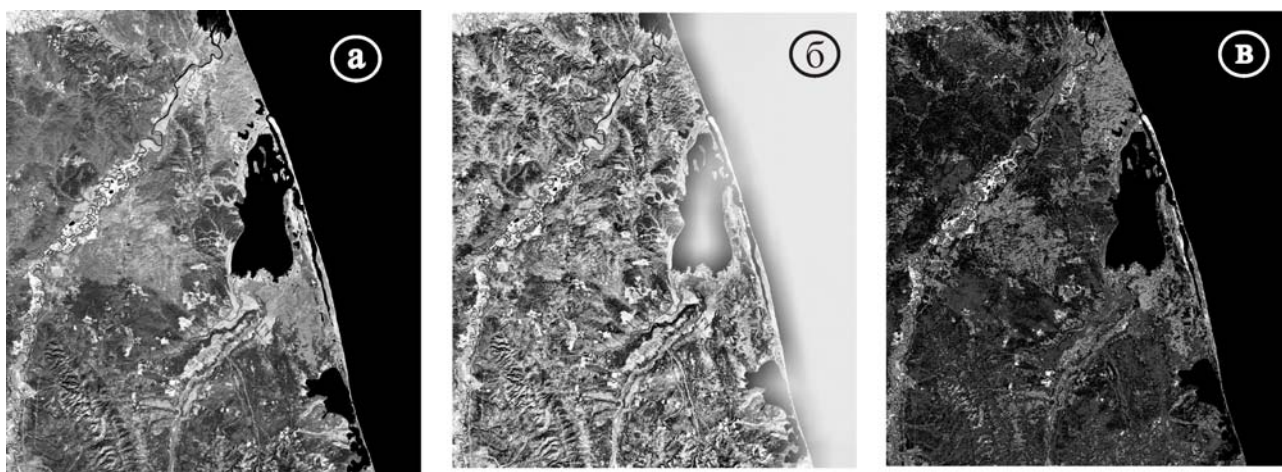


Рис. 9. Варианты преобразования фотоизображения: а) исходный снимок; б) контрастированный; в) генерализованный

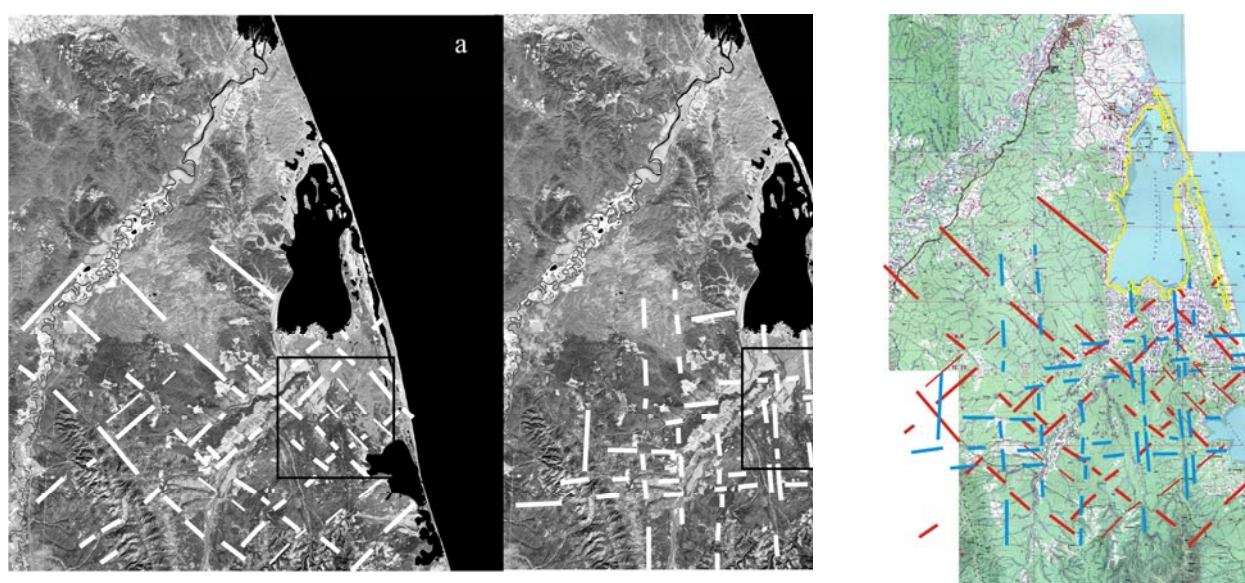


Рис. 10. Схема структурного дешифрирования систем линеаментов: а) диагональной системы; б) ортогональной системы

В заключении можно отметить, что выполненные исследования на разномасштабных уровнях показали:

1. Системно-иерархический подход в выделении линеаментов позволяет оценить основные направления развития трещиноватости территории и качественно определить размеры предполагаемых разломных зон;

2. С уменьшением масштаба увеличивается количество линеаментов, как правило уменьшается их длина, отдельные линеаменты распадаются на части, иногда меняется их преимущественная ориентировка. Линеаменты, видимые на мелкомасштабных снимках как единое целое, на снимках среднего масштаба обычно дешифрируются как зоны линеаментов со сложной внутренней структурой, а при переходе на крупный масштаб снимка эти зоны часто теряются.

3. Выявленные блоковые структуры хорошо согласуются с геологическими данными, а организованность линеаментов, состоящая в образовании ими закономерных систем, ориентированных по определенным азимутам отражают изменение регионального поля напряжений, как в неотектонический, так и современный этап активизации геодинамических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд АД. Самоорганизация и саморегулирование географических систем. М.: Наука. 1988. 260 с.
- Бондаренко П.М., Зубков М.Ю. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11-

12. С. 31-40.

- Воейкова О.А.* Неотектоника и активные разрывы Сахалина / О.А. Воейкова, С.А. Несмеянов, Л.И. Серебрякова; [отв. Ред. В.И. Макаров]; Ин-т геоэкологии РАН. М.: Наука. 2007. 186 с.
- Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16-28.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы классификации тектонических разрывов // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 5.
- Гзовский М.В.* Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. № 6. 1954.
- Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Наука. 1962. 152 с.
- Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В.* Глобальная трещиноватость Земли и других планет // Геотектоника. 1970. № 6. С. 3-11.
- Костинский Г.Д.* Идея пространственности в географии // Известия РАН, Сер. геогр. 1992. № 6. С. 31-40.
- Кравцов В.В., Никонов А.И.* Системно-иерархическая структура полей напряжений и ее отражение на аэрокосмических снимках на примере Самотлорского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1996. №8-9. С. 40-44.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. №10. С. 95-112.
- Кузьмин Ю.О.* Опасные разломы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций // В кн. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. Материалы IV научно-практической конференции (Москва, 19-20 октября 2004 г.). М.: «МТПЕ – инвест». 2005. С.153-164.
- Кузьмин Ю.О.* Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. № 11. С. 44 – 60.
- Кузнецов В.В.* Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Т. 167. С. 1001-1012
- Никонов А.И.* Роль геодинамических процессов в формировании анизотропии физических свойств пород локальных поднятий // Геология, геофизика и разведка нефтяных и газовых месторождений. № 12, М.: ВНИИОЭНГ. 2006. С. 23-33.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1995. № 1. С. 16-28.
- Оливер К.* Тектоника и рельеф: Пер. с англ. В. В. Середина. М.: Недра. 1984. 460 с. Пер. изд.: Великобритания, 1981.
- Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1956. № 1. С. 90-105. № 3. С. 57-71.
- Пиотровский В.В.* Морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структур // Вопросы географии. сб. 63. М.: Мысль. 1963. С. 12-20.
- Преображенский В.С.* Основы ландшафтного анализа. М.: Наука, 1988. 192 с. (соавт. Т.Д. Александрова, Т.П. Куприянова)
- Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В.* Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 1. С. 45-67.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2003. 244 с.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука. 1989. 189 с.
- Скарятин В.Д.* Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации) // Изв. ВУЗов, Сер. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 24-31.
- Трофимов Д.М., Богословский В.А., Ильина Е.Б. и др.* Аэрокосмические и геолого-геофизические исследования закрытых платформенных территорий. М.: Недра. 1986. С. 227.
- Трофимов Д.М., Полканова Л.П.* Информативность аэрокосмических материалов при прогнозировании локальных структур // Прогнозирование структур осадочного чехла на основе комплексной интерпретации и обработки на ЭВМ аэрокосмических и геолого-геофизических данных: Сб. науч. тр. М.: 1990. С. 33-48.
- Чебаненко И.И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. – Киев: Наук. Думка. 1977. 81 с.

- Шахновский И.М.* Основные черты строения и эволюции авлакогенов Восточно-Европейской платформы // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: 1988а. С. 71-79
- Шахновский И.М.* Геологическое строение и нефтегазность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука. 1988б. 120 с.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. С. 102.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. 1983. С. 112.
- Флоренский П.В.* Дешифрирование глубинной структуры и локальных поднятий по космическим снимкам Туранской плиты // Изв. ВУЗов, Сер. Геол. и разведка. 1973. № 7. С. 42-60.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В.А.Петров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

АННОТАЦИЯ

В контексте представлений о разноранговых тектонодинамических системах оценивается влияние полей напряжения-деформаций на развитие путей и создание условий миграции флюидов в массивах кристаллических пород с неоднородными петрофизическими свойствами. Рассмотрены соответствующие индикаторы и некоторые методические аспекты их изучения. Основное внимание уделено реконструкции процессов миграции растворов в разломных зонах, представляющих собой сложные геологические и физические тела.

ВВЕДЕНИЕ

Массивы кристаллических пород содержат трещинные неоднородности, которые формируют каналы для фильтрации флюидов и миграции растворенных в них веществ на различные, нередко значительные расстояния. Трещины формируются как отклик на внешнее стрессовое воздействие, природа которого может быть разнообразной: литостатическое и флюидное давление, тектонические силы или температурные нагрузки, а также их сочетание.

Геологические формации характеризуются различным типом пористости: вакуоли, поры, межзерновые границы, микротрещины, макротрещины, разломы. Все эти неоднородности присутствуют в породах одновременно, но их роль в переносе вещества в потоке флюидов существенно отличается. Оценка динамики изменения трещинной проницаемости пород – один из наиболее важных вопросов теории рудообразования и геоэкологии.

Трещинная проницаемость кристаллических пород во много раз превышает проницаемость их твердой матрицы. Поэтому наибольшее внимание уделяется изучению и моделированию процессов миграции растворов в дискретных трещинных системах [Nordqvist et al., 1996; Park et al., 1997]. В концептуальной постановке и расчетной части этих моделей процессам перемещения вещества в матрице пород, прилегающей к флюидопроводящим трещинным каналам, отводится, как правило, второстепенная роль. Однако многочисленные данные свидетельствуют, что диффузия вещества и физико-химические преобразования в тектонически нарушенном притрещинном объеме пород эффективно воздействуют на скорость течения флюидов и перемещения вещества, в частности мобильность радионуклидов [Neretnieks, 1980; Odling, Roden, 1997]. В системе «трещина – околотрещинное пространство», состоящей из центральной части (ядра), зоны его динамического влияния (разрушения) и ненарушенной породы (протолита), очень часто наблюдаются ситуации, когда наибольшей способностью к фильтрации флюидов обладает не основной проводник, а зона разрушения [Evans et al., 1997; Seront et al., 1998].

Опыт изучения физико-химических процессов в системе «трещина – околотрещинное пространство» показывает, что для реконструкции фильтрационно-транспортных параметров пород, наряду с морфогенетическими особенностями и пространственным сочетанием разномасштабных флюидопроводящих каналов (макро- и микротрещины, поровые каналы, межзерновые границы и т.д.), принципиальное значение имеет продолжительность взаимодействия между твердой, жидкой и газообразной фазами. Необходимость учета фактора времени привела к развитию «реакционного транспортного моделирования в природных системах». Применительно к трещинно-пористым породам используется модель аппроксимированного квазистационарного состояния [Lichtner et al., 1996]. Аппроксимация основана на допущении, что гидротермальные раствор или метеорные воды, проникающие в трещинно-поровое пространство, взаимодействуют с ним в течение такого периода времени, который необходим для достижения равновесия в системе «вода-порода» с формированием соответствующего минерального парагенезиса.

Одновременно с реакциями минералообразования на фильтрационно-транспортные процессы влияет напряженно-деформированное состояние (НДС) пород. Оно выражается, например, в эффекте стягивания водных потоков в узкие тубулярные каналы на фоне ориентированного стресса [Dykhuisen, 1992]. В этих условиях фильтрационная способность системы «трещина –

околотрещинное пространство» зависит от ориентировки трещин по отношению к тектоническим напряжениям. Это связано с различным деформационным поведением пород с различной трещинной структурой [Barton, 1988], и тем, что разрывы параллельные оси максимальных сжимающих усилий (σ_1), наиболее раскрыты и имеют повышенную гидравлическую проводимость в плоскости $\sigma_1\sigma_2$ (здесь и далее сжимающие напряжения положительные $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). Разрывы с низкой способностью к фильтрации и переносу вещества расположены ортогонально к оси σ_1 . Вариации тектонического поля напряжения (ТПН) влияют на фильтрацию растворов в области развития трещинной системы. В условиях неравномерно нагруженного трещиноватого массива поток растворов устремляется в зоны локального растяжения (декомпрессии), а в зонах локального сжатия подток вещества практически прекращается [Sibson, 1996].

Таким образом, фильтрационно-транспортные процессы в трещинно-пористой среде массивов кристаллических пород протекают на фоне неоднородного по магнитуде и меняющего ориентировку во времени стресса. Изменение тектонического режима сопровождается перестройкой каркаса разрывных нарушений, образованием и разрушением минеральных агрегатов в полостях трещин, трансформацией поровых каналов в околотрещинном пространстве, метасоматическими и/или гипергенными изменениями вмещающих пород и т.д. Физико-химические преобразования минерального выполнения трещин и околотрещинного пространства под воздействием напряжений приводят не только к изменению фильтрационно-емкостных свойств среды и условий миграции веществ, но и к замене одних транспортных механизмов другими [Петров и др., 2008]. В итоге разрывные нарушения и сопровождающие их зоны динамического влияния могут неоднократно выступать в качестве проводников или барьеров на пути миграции флюидов, а также выполнять комбинированную функцию каналов – барьеров. Такое поведение разрывных структур, называемое «клапанным эффектом», обусловлено неоднородностью распределения областей растяжения – сжатия, ориентировкой разрывов по отношению к осям сжимающих и скалывающих напряжений, температурой и литостатическим давлением в области формирования и развития разрывов, уровнем флюидного давления на этой глубине, петрофизикой пород и другими причинами.

В связи с этим основная цель статьи – систематизация данных по влиянию полей напряжения-деформации на формирование путей и создание условий миграции растворов в разномасштабных неоднородностях массивов кристаллических пород.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕКТОНОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Понятие «тектонодинамическая система» было сформулировано П.Н. Николаевым [1992]. Оно подразумевает сочетание полей напряжений, воздействующих на статистически однородную по петрофизическим свойствам среду, и деформационных механизмов этой среды, реализующихся в тектонических движениях. В результате формируется структурный парагенезис - набор устойчивых и упорядоченных ассоциаций генетически взаимосвязанных дизъюнктивных (хрупких) и пликтивных (пластичных) дислокаций одного масштабного ранга, связанных между собой единством места и времени формирования [Лукьянов, Щерба, 1972; Расцветаев, 1987].

Основные характеристики тектонодинамических систем – иерархия и интерференция. *Иерархия* подразумевает гомогенизацию объемов литосферы на разных масштабных уровнях с выделением рангов деформируемых структур. Основные (от высшего к низшему) ранги: 1) зерна минералов и микротрещиноватость; 2) пачки слоев, плейчатость и трещиноватость; 3) складки и разрывы; 4) антиклинории, синклинории, региональные разрывы и др. крупные структурные элементы. Эта классификация позволяет: соотнести базисы измерений и связать их с размерностью геологических структур; определить ведущие факторы или основные условия, при которых развивается деформация в каждом ранге структур; установить конкретный временной и пространственный масштабы функционирования каждого фактора в конкретном ранге. Предполагается, что чем локальнее фактор, тем меньше длительность его функционирования.

Интерференция (наложение) полей напряжений, деформаций и тектонических движений от высшего (локальные условия в зернах минералов, минеральных агрегатах и микротрещинных структурах) до низшего (региональные условия деформирования блоков пород, перемещения по зонам разломов и т.д.) ранга. Пример интерференции напряжений - развитие единичной трещины, перерастающей в систему эшелонированных трещин и затем в магистральный разрыв.

Таким образом, тектоническое поле напряжений, действующее в реальной геологической среде, всегда неоднородное, меняющееся как по величине действующих напряжений, так и по ориентировке осей главных нормальных и тангенциальных напряжений. В зависимости от масштаба (детальности)

исследований и применяемой методики можно выделять поля разных рангов, связанные с действием различных факторов, составляющих определенную иерархию. Существуют прямые и обратные взаимосвязи между ТПН, деформацией пород и тектоническими движениями. Поэтому при описании структурных неоднородностей и анализе их деформаций необходимо указание на ранг поля напряжений, в условиях и пространственно-временных рамках которого функционировала рассматриваемая тектонодинамическая система.

Вышесказанное также относится к процессам миграции вещества в рудоносных растворах от локальных условий проницаемости матрицы пород и отложения минеральных агрегатов в микротрещинном пространстве до региональных условий фильтрации потока подземных вод в системах макротрещин, в зонах разломов и артезианских бассейнах.

Особенности развития структурных парагенезисов в тектонодинамических системах являются функцией петрофизических свойств и скорости деформирования геологического тела, которая обусловлена количеством стрессовой энергии, приложенной к единице объема породы в единицу времени. Это представление легло в основу деформационно-скоростной концепции образования рудоносных структур и их типизации применительно к месторождениям твердых полезных ископаемых [Старостин, 1994]. Однако миграция вещества в потоке подземных вод, фильтрующихся в трещинно-поровой среде кристаллических пород, имеет чрезвычайно специфические черты. Она включает в себя такие процессы, как адвекция, дисперсия, матричная диффузия, сорбция, коллоидный перенос, радиоактивный распад, химико-биологические изменения флюидов и пород и т.д. Эти процессы наиболее интенсивно развиваются в системе «трещина – околотрещинное пространство», где необходимо выделять дискретные области, в которых состояние твердой, жидкой и газообразной фаз зависит от времени их взаимодействия и структуры трещинно-порового пространства.

Исходя из сказанного, методология изучения тектонодинамических систем в контексте выявления путей и анализа условий миграции флюидов состоит из следующих элементов:

- детальное структурно-геологическое и петрографо-минералогическое картирование неоднородностей пород в обнажениях и керне скважин,
- генетический анализ региональных и локальных полей напряжений,
- определение ведущих и второстепенных деформационных механизмов,
- выявление иерархии структурных неоднородностей деформируемых пород,
- установление неоднородностей петроструктурных, минерально-химических и петрофизических (включая гидравлические) свойств пород как функции расстояния от разрывных нарушений,
- выявление характера изменения этих свойств при различных P - T условиях и химизме подземных вод, степени водонасыщения пород и времени протекания процессов,
- определение ведущих механизмов миграции вещества и окислительно-восстановительных условий их функционирования.

Каждое из перечисленных направлений исследований содержит свой набор приемов полевых наблюдений и лабораторных экспериментов. К ним относятся: методы тектонофизического анализа полей напряжений, тектонических движений и деформаций геологической среды (методы стресс-анализа) [Гзовский, 1975; Гущенко, 1979; Angelier, 1984], методы структурно-петрофизического [Старостин, 1979], микроструктурного [Лукин и др., 1965], петрографического и минералогического анализа пород, изучения сорбционно-емкостных параметров пород и др. Принципиально важно применять компьютерную обработку данных с использованием GIS и CAD-технологий. Это позволяет провести трехмерную визуализацию и структурно-литологическое моделирование геологического пространства, а также осуществить числовое моделирование протекающих деформационных, физико-химических процессов и фильтрационно-транспортных процессов.

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЯ-ДЕФОРМАЦИЙ И СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Известно, что в земной коре постоянно действуют тектонические силы, приводящие к образованию и преобразованию геологических структур. Принято выделять три основных типа тектонических режимов – горизонтального сжатия, сдвига и растяжения, которые характеризуются различным пространственным соотношением осей главных нормальных напряжений (σ_1 , σ_2 и σ_3) (рис. 1). Указанным основным типам геодинамических режимов отвечает свойственная им кинематикой разрывов: взбросовый, сдвиговый по простиранию и сбросовый [Anderson, 1951]. В «чистом» виде в верхней части земной коры они встречаются крайне редко.

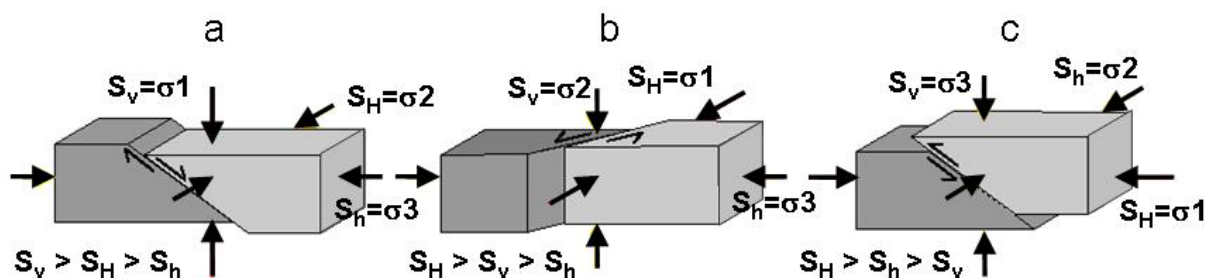


Рис. 1. Основные типы тектонических режимов в верхней части земной коры (по Reinecker et al., 2005 с дополнениями). а – горизонтальное растяжение (разрывы сброса), б – горизонтальный сдвиг (разрывы сдвига по простиранию со сбросовой и сдвиговой компонентами), с – горизонтальное сжатие (разрывы взброса). S_H и S_h – основные и второстепенные горизонтальные напряжения, S_v – вертикальные напряжения. σ_1 , σ_2 и σ_3 – главные нормальные напряжения

Изучение особенностей и определение параметров [Zoback, 1992; Леонов, 1995] современного напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры показало практически повсеместное присутствие девиаторной (избыточной) компоненты напряжения, свидетельствующее о действии тектонических сил дополнительно к литостатической нагрузке. Девиаторное напряжение определяет деформацию геологических тел в горизонтальной плоскости и влияет на скорость метаморфических реакций. Величины современных горизонтальных тектонических напряжений в верхней части земной коры составляют 10-40 МПа [Fuchs, Müller, 2001].

В пределах субдукционных границ литосферных плит и во внутриплитных коллизионных областях преобладает режим горизонтального сжатия $S_H > S_h > S_v$, где S_H и S_h – основные и второстепенные горизонтальные напряжения, S_v – вертикальные напряжения. Такое соотношение напряжений отвечает разрывам взбросового типа, при котором ось максимального сжатия горизонтальна ($S_H = \sigma_1$), а ось минимального сжатия (растяжения) – субвертикальна ($S_v = \sigma_3$). Реже развиваются условия, когда тектонический режим горизонтального сжатия характеризуется соотношением $S_H > S_v > S_h$, что соответствует сдвиговому типу поля напряжений в горизонтальной плоскости (оси максимального и минимального сжатия горизонтальны, т.е. $S_H = \sigma_1$, $S_h = \sigma_3$). В сдвиговом типе ТПН выделяется два подтипа: транспрессии ($S_v = \sigma_2 \approx \sigma_3$) и транстенсии ($S_v = \sigma_2 \approx \sigma_1$). Режим горизонтального растяжения ($S_v > S_H > S_h$), при котором ось максимального сжатия субвертикальна ($S_v = \sigma_1$), а ось растяжения (минимального сжатия) субгоризонтальна ($S_h = \sigma_3$) характерен для рифтогенных структур. Для каждого геотектонического режима характерен определенный набор (парагенезис) структурных элементов [Tchalenko, 1970; Морозов, Гептнер, 1997; Семинский, 2003]. Для реконструкции ориентировки осей палеонапряжений используются: 1) сопряженные трещины скола – определение направления осей напряжений на момент трещинообразования, 2) следы тектонических перемещений – определение вида напряженного состояния среды и ориентировки осей главных нормальных и скалывающих напряжений на момент активизации тектонических движений, 3) комплексные индикаторы напряжений – оценка времени формирования структурных парагенезисов [Сим, 1991].

Ведущая группа структурно-геологических методов реконструкции ориентировки осей напряжений и воссоздания тектонической истории массивов пород – статистический анализ данных по кинематике разрывных нарушений с использованием морфогенетических характеристик (генезис, ориентировка, время формирования и т.д.) борозд и штрихов скольжения на плоскостях разрывов как индикаторов перемещений. За этой группой методов в литературе закрепился термин «стресс-анализ» [Гущенко, 1979; Angelier, 1979; Etchecopar et al., 1981; Ребецкий, 2007; и др.]. Стресс-анализ, принципы которого сформулированы в работе [Bott, 1959], позволяет восстановить ориентировку осей палеонапряжений, тип режима (горизонтального сжатия $S_v = \sigma_3$, горизонтального сдвига $S_v = \sigma_2$ и горизонтального растяжения $S_v = \sigma_1$) и отношение длин осей эллипсоида деформации ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$, где $R=0$ при $\sigma_2 = \sigma_3$ и $R=1$ при $\sigma_2 = \sigma_1$).

Наряду с этим стресс-анализ не позволяет установить абсолютные значения главных нормальных напряжений. Поэтому J. Angelier [1989] предложил сочетать данные стресс-анализа с данными по механике разрушения пород [Hoek, Brown, 1980], включая предел их прочности на одноосное растяжение, коэффициент сцепления и угол внутреннего трения. В основном именно эти параметры определяют оптимальную ориентировку разрывных нарушений для реактивации при заданных соотношениях скалывающих и нормальных напряжений. Графически это отражается на диаграммах

Мора, которые приложимы только для гомогенных и изотропно деформируемых пород. Также разработаны палеопьезометрические методы, в которых деформационные картины кальцита, кварца и плагиоклаза, выявляемые с помощью микроструктурного анализа [Лукин и др., 1965; Tullis, 1980], используются для полуколичественной оценки уровня сколовых напряжений.

В современных условиях основными движущими силами, определяющими скорость продвижения флюидного потока в верхних горизонтах земной коры, являются действующие тектонические напряжения, локальные нарушения НДС пород, объем инфильтрующихся метеорных вод и вариации атмосферного давления. Сочетание некоторых методик восстановления ТПН с данными геоморфологических исследований позволяет установить кинематические характеристики активизированных разломов и воссоздать НДС среды в новейший этап тектогенеза. Современные напряжения в естественном залегании пород определяются инструментальными методами тензометрии, перебуривания, гидроразрыва, высокоточной геодезии и др. Для расчета полей напряжений в неоднородной геологической среде используются численные методы (конечных разностей, граничных элементов, конечных элементов, дискретных элементов) механики сплошной среды [Бреббия и др., 1987; и др.] и средства физического моделирования (методы динамического нагружения, центробежного моделирования, фотоупругости) [Методы..., 1988].

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА И ПОРОВОЕ ФЛЮИДНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Без учета влияния флюидного давления (P_f) в поровом пространстве пород невозможно установить абсолютные значения палео- и современных напряжений на различных участках и уровнях земной коры. Согласно теории К. Терцаги [Hubbert, Rubey, 1959], поровое давление уменьшает значения напряжений $\sigma_n' = (\sigma_n - P_f)$. Во флюидонасыщенном массиве величины главных нормальных напряжений снижаются и эффективные напряжения (σ_n'), действующие в твердом каркасе пород и определяющие условия их разрушения, устанавливаются в виде $\sigma_1' = (\sigma_1 - P_f) > \sigma_2' = (\sigma_2 - P_f) > \sigma_3' = (\sigma_3 - P_f)$.

Отношение флюидного давления P_f на глубине z к нагрузке колонны пород $\sigma_v = \rho gz$ (ρ – плотность пород, которая обычно принимается в пределах 2500–2700 кг/м³, а g – ускорение свободного падения) получило название «порово-флюидный коэффициент» $\lambda_v = (P_f / \sigma_v) = (P_f / \rho gz)$, [Secor, 1965]. В случае связи трещинно-порового пространства с дневной поверхностью (горизонтами поверхностных вод) флюидное давление является гидростатическим и значение $\lambda_v \approx 0.4$ (отношение плотностей воды и породы). На глубоких горизонтах земной коры флюидное давление является литостатическим и эквивалентно давлению вышележащего столба пород ($\lambda_v = 1.0$). Соотношение значений λ_v к уровню дифференциального стресса ($\sigma_1 - \sigma_3$) позволяет определить границы абсолютных значений палеодеформаций и наиболее вероятные глубины формирования разрывов для различных тектонических режимов. При этом механизмы разрушения пород в результате инфильтрации флюидов под давлением в локальную область уже напряженной среды, определяются, прежде всего, соотношениями между дифференциальным стрессом и пределом прочности пород на растяжение (T_s).

Значения T_s для большинства кристаллических пород варьируют от 1 до 10 МПа (Etheridge, 1983; Петрофизика, 1992). При расчетах наиболее часто используется критерий разрушения Гриффита ($\sigma_1 - \sigma_3 \leq 4T_s$). В этом случае трещины растяжения, реактивации и/или гидроразрыва формируются при $P_f = \sigma_v + T_s$ вдоль плоскостей $\sigma_1 \sigma_2$, ориентированных ортогонально к оси минимального сжатия. В обстановке растяжения (сбросовый тип ТПН, $S_v = \sigma_1$) эти плоскости преимущественно вертикальны и трещины отрыва развиваются как в условиях гидростатического флюидного давления ($\lambda_v \approx 0.4$) до глубины около 1 км, так и на более глубоких горизонтах в условиях надгидростатического ($0.4 < \lambda_v < 1.0$) порового давления. В обстановке горизонтального сжатия (взбросовый тип ТПН, $S_v = \sigma_3$) и значениях $\lambda_v \geq 1.0$ субгоризонтальные разрывы могут формироваться на всем интервале отмеченных глубин [Sibson, Scott, 1998]. Это свидетельствует о том, что способность флюидов к интенсивной миграции в широком интервале глубин (давлений) в наибольшей степени реализуется в условиях горизонтального сжатия земной коры. С другой стороны, на общем фоне сжатия основная роль в фокусировании потока растворов в локальную область геологической среды принадлежит оптимально ориентированным в поле напряжения разрывным структурам растяжения.

Приведенные данные показывают, что выделение гидравлически активных и пассивных элементов каркаса разрывных структур и установление динамики их изменения в неоднородном поле

напряжений – один из ключевых вопросов реконструкции условий миграции флюидов. Для решения этого вопроса целесообразно использовать модель поведения сколовых и отрывных трещин в ТПН, которая была предложена Д.П. Хиллом [Hill, 1977] для оценки механизмов образования сети разрывов в результате землетрясений. Достоинство модели в том, что сеть разрывов графически может быть различным образом ориентирована по отношению к осям напряжений. Относительный недостаток – упрощение каркаса разрывов без отображения зон их динамического влияния. Принципиальное следствие рассмотрения модели состоит в следующем. Пересечение сети трещин растяжения (отрыва) более крупным разломом привносит дополнительную компоненту к трещинной проницаемости пород из-за формирования трубообразных (тубулярных) фильтрационных каналов. Они параллельны расширяющимся частям разлома и в сочетании с ними образуют дирекционную проницаемость в плоскости напряжений $\sigma_1 \sigma_2$. Вдоль нее располагаются структуры, которые наиболее предрасположены к реактивации, гидроразрыву и/или инфильтрации флюидов (рис. 2).

Взаимосвязь между внутривещным давлением и каналами миграции флюидов получила развитие в концепции клапанного гидродинамического механизма разломной тектоники [Nguyen et al., 1998; Cox, 1995 и др.]. Суть его заключается в том, что если в локальной области разломно-трещинной системы уровень флюидного давления приближается к значениям $P_f = \sigma_v + T_s$, то в ее сегментах, оптимально ориентированных в поле напряжений (находящихся в плоскости $\sigma_1 \sigma_2$), устанавливается режим декомпрессии (резкого спада давления до гидростатического). Это вызывает подток флюидов вдоль разлома и из вмещающих пород, мобилизацию и осаждение вещества, а затем понижение проницаемости за счет выполнения порового пространства минеральными агрегатами. По мере уменьшения объема, доступного для инфильтрации флюидов, давление в заполняемом трещинно-поровом пространстве постепенно приближается к литостатическому. Это приводит к хрупкому разрушению внутри- и приразломных областей, возникновению условий декомпрессии, подтоку новой порции флюидов, осаждению минералов, кольматации трещинно-поровых каналов и т.д. Такой механизм обеспечивает как подток кислородсодержащих поверхностных вод на глубокие горизонты разреза и их смешение с гидротермальными флюидами при наличии гидравлической связи разломов с поверхностью, так и стадийность формирования минеральных парагенезисов в полостях разрывов. Эффективность клапанного механизма минералообразования в ограниченном трещинно-поровом пространстве определяется не только геометрией этого пространства и напряженным

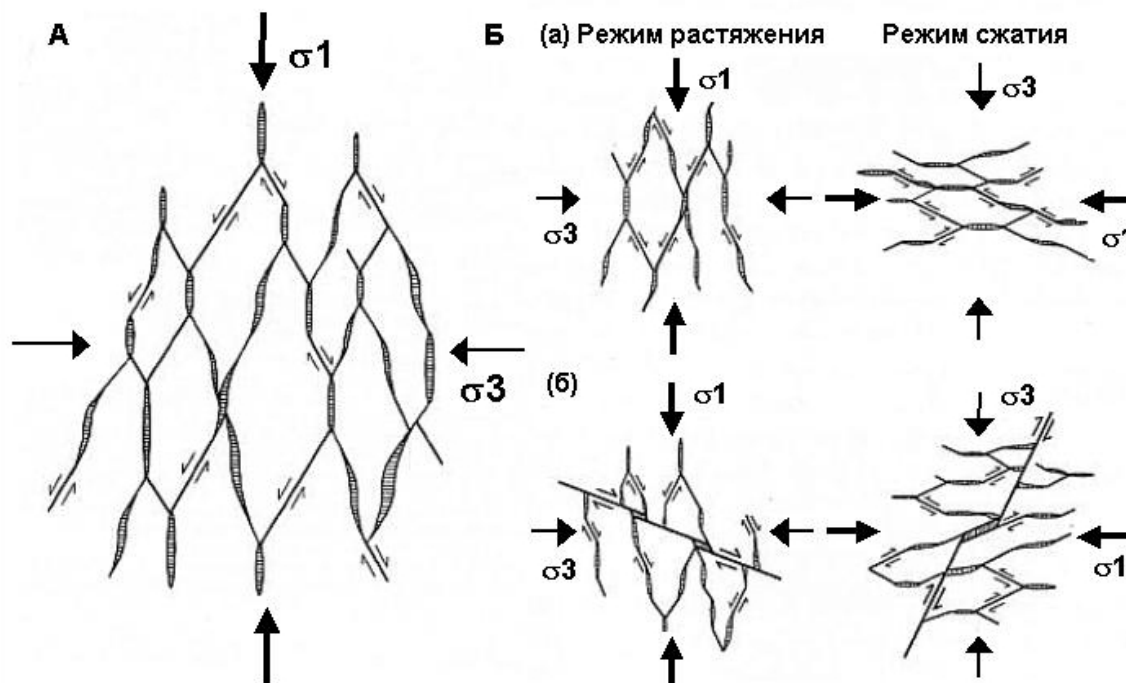


Рис. 2. А - модель трещин отрыва и скола, оптимально ориентированных в поле объемных напряжений [Hill, 1977]. Б - сеть трещин при растяжении (сброс: $\sigma_1 = S_v$) и сжатии (взброс: $\sigma_3 = S_v$) в отсутствии (а) и при наличии (б) разлома, что существенно меняет фильтрационную картину из-за формирования тубулярных каналов [Sibson, Scott, 1998]

состоянием пород, но и физико-химическими параметрами (составом) растворов и их равновесиями с вмещающими породами. Например, для систем, содержащих летучие компоненты (CO_2) дополнительно к водной фазе, более вероятен процесс «вспенивания» (фазовой сепарации), нежели «вскипания» растворов [Wilkinson, 2001]. Реализация того или иного сценария, в свою очередь, определяет скорость нарастания флюидного давления до литостатического и динамику деформаций хрупкого разрушения пород.

АРХИТЕКТУРА РАЗЛОМОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ТРЕЩИННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ МАССИВОВ ПОРОД

Для моделирования и трехмерной визуализации каркаса флюидопроводящих структур необходимо унифицировать имеющиеся данные по морфологии, внутреннему строению и пространственно-временным соотношениям таких разномасштабных неоднородностей, как разломы, трещины, жилы, прожилки и т.д. Для этого наиболее целесообразно использовать подход [Marrett, Peacock, 1999], объединяющий три вида структурного анализа разрывных нарушений: геометрический, кинематический и динамический.

Геометрический анализ включает определение элементов залегания и пространственных соотношений разрывных нарушений различной морфологии и строения. Крупные разломы, как правило, представлены серией копланарных швов, каждый из которых сопровождается своей зоной трещиноватости и участками смятия, дробления и брекчирования пород, развивающихся кулисообразно в альбандх плоскостей сместителей. Это создает трудности при интерпретации структурных данных и их согласования с результатами тектонофизических, минералогическо-геохимических, петрофизических и других исследований. Поэтому для описания архитектуры разломов в них предлагается выделять центральную часть (ядро), зону его динамического влияния (разрушения) и ненарушенную вмещающую породу (протолит) (рис. 3). Такая модель пространственных взаимоотношений и соподчиненности различных элементов внутреннего строения зон разломов принимается в качестве базовой для описания минерально-химического состава, характера и степени гидротермально-метасоматической проработки, а также петрофизических параметров пород.

Поскольку каркас разрывных нарушений изменяется под воздействием напряжений, реализующихся в деформациях и перемещениях, то в *кинематическом анализе* используются морфогенетические характеристики разрывных структур, чтобы по их пространственным соотношениям определить тип перемещений (сдвиг, сброс или взброс). Второй элемент кинематического анализа – определение направления перемещений на различных этапах тектогенеза. Для этого анализируются элементы залегания, морфология и возрастные соотношения индикаторов перемещений в виде борозд и штрихов скольжения на плоскостях сместителей. Анализ данных по

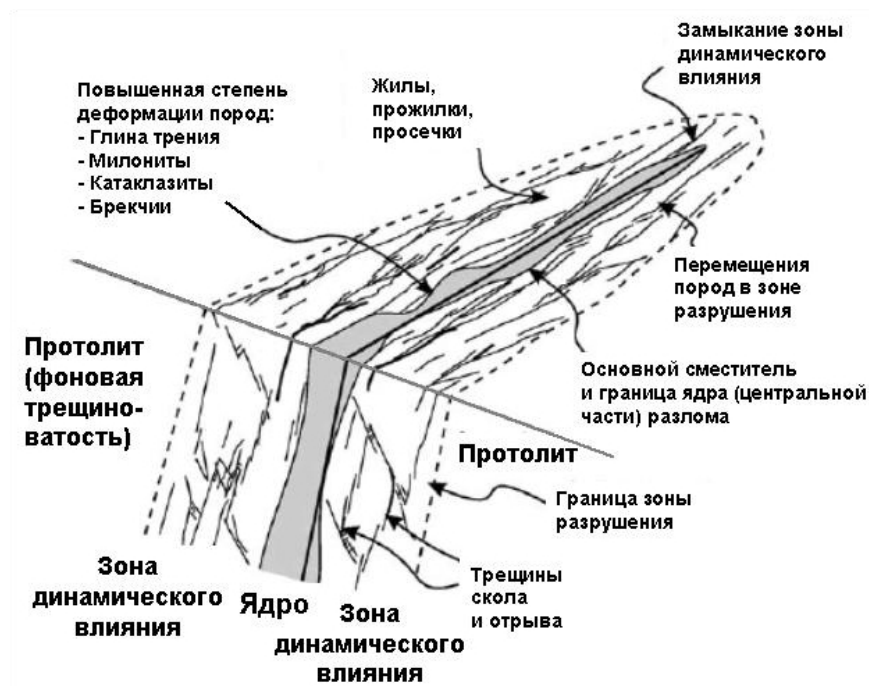


Рис. 3. Концептуальная модель внутреннего строения зоны разлома [Shipton, Cowie, 2003 с дополнениями]

соотношению генетически связанных между собой отрывов и сколов позволяет выделять их разновозрастные тектонодинамические системы. Разнонаправленность и разноамплитудность дислокаций в различных тектонодинамических системах отражают отдельные этапы в истории формирования разломов.

Динамический анализ предназначен для определения деформационного поведения пород в поле напряжений. Поскольку о реологии среды на этапах палеодеформаций судить сложно, то для динамического анализа используются картины распределения в пространстве текстур пород и данные по минералам-индикаторам деформаций (кварц, полевой шпат, кальцит). Разработка сценариев современных и прогноз вариантов развития деформаций в будущем основаны на определениях физико-механических параметров (плотность, пористость, упругость, прочность, пластичность и т.д.) пород.

Анализ картины распределения напряжений при сдвиговых и сбросовых дислокациях пород показывает следующее. В обоих случаях обнаруживаются области уменьшения (рассредоточения) напряжений, которые в случае сдвига – диагональны, а в случае сброса или взброса с углом падения плоскости $\geq 60^\circ$ – ортогональны к простиранию плоскостей нарушений [Cowie, 1998]. При этом формируются и области возрастания уровня (магнитуды) напряжений, которые концентрируются на окончаниях разрывов. Тектонофизические аспекты этих процессов детально рассмотрены К.Ж. Семинским [2003].

В процессе развития субпараллельных трещин происходит интерференция напряжений, их постепенный «перехват» на окончаниях трещин, и в итоге может произойти слияние разрывов в одну плоскость. Одновременно с этим разрывы, расположенные по обе стороны от плоскости слияния, до некоторого момента времени будут находиться в области «нулевых» напряжений («деформационной тени») и не проявлять признаков перемещений. То есть в процессе прогрессирующей деформации часть трещин будет реагировать на напряжения практически одновременно, тогда как другая – с заметным опозданием. Анализ этого базового механизма самоорганизации системы трещин или отдельных сегментов разлома при хрупком разрушении пород приводит к выводу, что под влиянием внешнего тектонического поля каждый из элементов системы разрывов будет последовательно проходить периоды аккумуляции напряжений, прерываемые моментом их разрядки.

Различные стадии развития процесса подготовки хрупкого разрушения, как показано Ю.Л.Ребецким [2006] на основе сейсмологических данных, контролируются физическими параметрами, связанными с шаровой (давление) и девиаторной составляющими тензора напряжений, а также величиной флюидного давления. Наряду с этим при решении вопросов о взаимосвязи между циклами деформаций и миграцией флюидов неизбежно возникает ряд неопределенностей, связанных с нелинейностью деформаций пород на различных этапах тектогенеза, приводящих к перестройке каркаса разрывных нарушений. Для реконструкции этих процессов существенную пользу могут принести данные по механизмам землетрясений. В обобщенном виде предполагается [Scholz, 1990; Соболев, 1993], что процессы деформации флюидонасыщенных массивов пород протекают в течение сейсмического цикла, состоящего из четырех стадий: досейсмической, косейсмической, постсейсмической и межсейсмической («сейсмического покоя»). В досейсмическую стадию происходит стремительное накопление напряжений на фоне нелинейной деформации пород и сейсмических импульсов (форшоков), предшествующих землетрясению. В косейсмическую стадию деформация пород развивается лавинообразно немедленно вслед за разрядкой накопленных напряжений (землетрясением). В постсейсмическую стадию породы в течение некоторого времени деформируются нелинейно, что сопровождается рядом толчков (афтершоков), которые могут проявляться вдоль зоны сейсмоактивного разрыва на значительном удалении от очага землетрясения. На межсейсмической стадии деформация пород близка к линейной. На этой стадии ядра разрывов менее подвержены дилатации и менее проницаемы по сравнению с зонами их динамического влияния, где происходит накопление и медленная диффузионная миграция флюидов. Основная фаза поступления гидротермальных растворов в разрывы, оптимально ориентированные в ТПН, приходится на косейсмическую и постсейсмическую стадии разрядки напряжений, включая механизм «выжимания» флюидов из сдавливаемых трещин в нарушенные ядра разрывов, где создаются благоприятные условия для дренирования и циркуляции растворов. Отложение основного объема минерального вещества происходит на межсейсмической стадии кратковременных малоамплитудных подвижек в благоприятных структурно-литологических и тектонофизических обстановках, а также физико-химических условиях [Петров, 2010].

Пример пульсационно-ритмичных сейсмодислокаций и миграции ураноносных растворов рассмотрен в работе [Наумов, 1998]. Показано, что перенос урана осуществляется как

инфильтрационным, так и диффузионным путем. Роль последнего возрастает в участках многочисленных малоамплитудных нарушений, сопутствующих периодам рудообразования. При такой миграции источником рудного вещества в зонах повышенной дислоцированности могут быть прилегающие к ним породы, в которых часто отмечается дефицит содержания урана, достигающий 20-30% по сравнению с его содержаниями в аналогичных породах за пределами месторождения. Выдвинуто предположение, что такой механизм миграции может быть связан с микросейсмическим режимом в участках рудообразования, при котором вибромиграция (и виброфильтрация) оказывается значительно более быстрым процессом, чем обычная диффузия и фильтрация через кристаллическую матрицу.

Таким образом, трещинная проницаемость массива пород не является постоянной во времени и пространстве. Это накладывает определенные ограничения на возможность оценки и прогноза трещинной проницаемости массивов пород. Тем не менее, можно выделить два основных нередко дополняющих друг друга подхода для выяснения фильтрационной способности пород и моделирования фильтрационно-транспортных процессов: геометрический и статистический.

Геометрический подход [Snow, 1968; Gueguen, Dienes, 1989] основан на предположении, что геологическая среда содержит бесконечное число трещин, организованных в независимые и устойчивые по своим параметрам (ориентировка и геометрия) системы, которые формируют эквивалентную дирекционную проницаемость (гидравлическую проводимость). Для каждой индивидуальной трещины закон Пуазейля реализуется через уравнение движения для вязких жидкостей Навье – Стокса. К тому же пространство, через которое происходит фильтрация флюидов, гомогенизируется, т.е. эффективный градиент давления для каждой трещины пропорционален градиенту давления во всей среде.

Статистический подход [Walsh, Brace, 1984; Long et al., 1985] основан на гипотезе, что в результате взаимодействия между фильтрующимся потоком и породами происходят реакции растворения и/или осаждения минералов в трещинных полостях. Любая минералогическая эволюция приводит к изменению геометрии порового пространства и, соответственно, таких его параметров, как проницаемость и степень связанности трещинно-поровых каналов. Для описания этих процессов используется модель трещин постоянного радиуса (c) и апертуры (e). Предполагается, что растворение первичных минералов приводит к повышению апертуры (механической и гидравлической) и радиуса (Δc и $\Delta e > 0$) трещины, а осаждение вновь образованных минералов – к уменьшению радиуса трещины ($\Delta c < 0$). Расчетные модели фильтрации флюидов, основанные на таком подходе, как правило, исходят из двух допущений: 1) трещины обладают конечным радиусом, пористостью, площадью реакционной поверхности и проницаемостью для конкретного временного отрезка (стадии геохимических и/или минеральных преобразований); 2) центры трещин распределены в пространстве согласно закону Пуассона для случайных величин.

Вне зависимости от принимаемого подхода для определения фильтрационной способности среды необходимо иметь такие исходные данные, как полное трехмерное описание геометрии трещинного пространства, включая ориентировку, длину, апертуру, плотность и характер минерального выполнения систем трещин. Однако общая картина будет неполной, если не учитывать, что собственно трещины и прилегающие к ним объемы пород – равноправные элементы, взаимодействием которых и определяются процессы миграции растворенных веществ во флюидном потоке.

ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Миграция растворенных веществ или коллоидных частиц в потоке флюидов под воздействием гравитации, ориентированного стресса и температуры осуществляется по разрывным нарушениям, из которых вещества и частицы проникают в прилегающий объем пород. В связи с этим становится очевидной необходимость детального изучения закономерностей преобразований в системе «трещина – околотрещинное пространство» и влияния этих преобразований на транспортную (задерживающую) способность пород. Эти данные служат основой для установления динамики фильтрационно-транспортных процессов и осуществления прогноза их развития в будущем. С тем, чтобы подойти к решению этой задачи, необходимо ответить на два основных вопроса:

Каким образом происходила фильтрация флюидов и миграция вещества в системе «трещина – околотрещинное пространство» в геологическом прошлом и можно ли, изучая результаты этих процессов, реконструировать условия, при которых они протекали?

Каким образом неоднородность системы «трещина – околотрещинное пространство» влияет на современные фильтрационные процессы и, соответственно, насколько полно это влияние может быть изучено и учтено при моделировании?

Палеодеформации и миграция флюидов. Реконструкция особенностей фильтрации флюидов в системе «трещина – околотрещинное пространство» в геологическом прошлом может быть проведена по закономерностям распределения флюидных включений и определению их свойств в сочетании со стресс-анализом структурных парагенезисов.

Присутствие на микроуровне заполненных или частично заполненных разновозрастной минерализацией трещин свидетельствует о проявлении процессов фильтрации флюидов в геологическом прошлом. Очень часто вдоль этих микротрещин локализуются цепочки флюидных включений [Roedder, 1984], которые в структурно-геологической практике получили название «планарные системы флюидных включений (ПСФВ)». Они используются в качестве индикаторов эволюции рудообразующих гидротермальных систем, т.к. ПСФВ формируются в породообразующих минералах как микротрещины отрыва, которые в зависимости от этапа тектонического развития аккумулируют флюиды разного состава и свойств [Lespinasse, 1999]. На ранних этапах деформаций образуется первая генерация микротрещин, которые в результате смены тектонической обстановки испытывают компрессию, «запечатывая» включения с первой порцией поступивших флюидов (рис. 4). Новый этап деформации определяет ориентировку систем второй генерации, а изменение термобарических и физико-химических условий [Мельников и др., 2008] – состав и свойства самих включений. Как правило, планарные системы каждой последующей генерации секут системы предыдущих генераций.

Для выявления хронологии развития ПСФВ и определения их пространственных параметров (угол простираия, площадная плотность) используется микроструктурный анализ ориентированных шлифов, реализованный в варианте оцифрованных изображений (метод Anlma), что дополнительно позволяет рассчитать основные фильтрационные (апертура, площадная и директивная пористость, проницаемость) характеристики пород [Lespinasse et al., 2005]. Состав и свойства выделенных генераций флюидов, отражающие изменение физико-химических условий в системе «флюид – порода», устанавливаются с помощью микротермометрических измерений и рамановской спектроскопии. Информация о плотности и температуре гомогенизации флюидов, локализованных в планарных системах разных генераций, служит основой для расчетов глубины формирования и значений порового давления флюидов на соответствующий этап тектогенеза. Восстановление ориентировки осей палеонапряжений на локальном и региональном масштабных уровнях с помощью стресс-анализа и геомеханические расчеты с использованием основных критериев разрушения пород завершают процедуру воссоздания тектонической истории месторождений, реконструкции путей и термобарических условий миграции флюидов для отдельных этапов тектогенеза.

Кристаллография минералов практически не сказывается на ориентировке плоскостей включений, поэтому их сохранность, особенно в кварце, высока. Это позволяет реконструировать пути и условия миграции рудоносных гидротермальных растворов, устанавливать хронологию флюидопроницаемости пород, а также динамику изменения термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах тектогенеза.

Этап деформаций А



Рис. 4. Схема формирования генераций ПСФВ различной ориентировки, состава и свойств при изменении плана деформаций. Определяется хронология тектонических событий и флюидопроницаемости пород [по Lespinasse, 1999]

Эффективными методами реконструкции особенностей фильтрации флюидов в системе «трещина – околотрещинное пространство» в прошедшие геологические эпохи для урансодержащих объектов являются автордиография полированных штучков и осколковая радиография (f -радиография) прозрачно-полированных шлифов. В первом случае в качестве детектора используется рентгеновская пленка или фотопластины. Получаемая картина позволяет судить о характере распределения урана на макроуровне. Во втором случае в качестве детектора применяется лавсановая пленка. Шлиф и лавсан помещаются в реактор и облучаются потоком медленных нейтронов. В результате этого удастся установить характер распределения урана на микроуровне, а также рассчитать его концентрации в минеральных фазах, микротрещинах, порах и т.д. Определение динамики изменения поля напряжений методами стресс-анализа в сочетании с изучением ориентированных в пространстве штучков и шлифов позволяет не только реконструировать динамику формирования путей движения ураноносных растворов, но и оценить концентрации урана для каждой стадии деформационных преобразований пород.

Современные фильтрационно-транспортные процессы. В современных условиях основные факторы, определяющие скорость миграции флюидов в верхних горизонтах земной коры, - тектонические напряжения, локальные техногенные нарушения НДС пород, морфология рельефа, объем и физико-химические свойства инфильтрующихся метеорных вод, вариации температуры и атмосферного давления.

Одним из наиболее сложных моментов анализа современных фильтрационно-транспортных процессов является установление их взаимосвязи с изменением НДС среды. Возможности классических методов стресс-анализа в данном случае ограничены, но их модификации (например, метод вторичных нарушений в сочетании с дешифрированием аэро- и космоснимков) позволяют выявлять разломы, активизированные в новейший этап тектогенеза. Для верификации этих данных и определения НДС среды на современном этапе применяются инструментальные измерения *in situ*. Для установления ориентировки и значений главных нормальных напряжений используются методы гидроразрыва и перебуривания, а для изучения вариаций ТПН – методы тензометрии и деформометрии.

Для определения особенностей фильтрации флюидов в современных полях напряжений целесообразно использовать сочетание метода двумерной визуализации неоднородностей упругих и фильтрационных свойств пород в керновых образцах [Насимов, Петров, 2004] и порометрии (свободное водонасыщение и/или центрифугирование) с импрегнацией трассерсодержащих гелей и флюоресцирующих смол в матрицу породы.

Метод двумерной визуализации состоит в определении скоростей распространения Р- и S-волн в сечениях («слоях»), расположенных перпендикулярных к оси керна. На основе этих данных методами минимальной кривизны или крайгинга (например, с помощью пакета программ Surfer) строятся 2D картины в изолиниях распределения скоростей волн для сухого и водонасыщенного состояний. Также строятся разностные (дифференциальные) картины, получаемые в результате вычитания скоростей по сухому образцу из соответствующих значений по водонасыщенному или картины эффекта водонасыщения.

Один из наиболее репрезентативных методов изучения структуры трещинно-порового пространства и транспортных свойств пород - метод импрегнации образцов гелем полиметилметакрилата (РММА), содержащего радиоактивный углерод в качестве трассера ($^{14}\text{СРММА}$ метод) [Siitari-Kauppi et al., 1998]. Он включает импрегнацию геля РММА в вакууме, нагревание, полимеризацию геля, автордиографию поверхности образцов и расчет пористости с помощью оптической денситометрии полученных изображений (рис. 5).

Мономер РММА, имеющий низкий молекулярный вес и низкую вязкость, хорошо смачивает поверхности силикатных минералов и застывает в процессе полимеризации. Поэтому использование геля как несорбирующегося трассера позволяет получить информацию о практически всем доступном для флюидов трещинно-поровом пространстве. Результаты исследований показывают, что выявленные при использовании $^{14}\text{СРММА}$ метода параметры структуры порового пространства коррелируются с данными порометрии (свободного водонасыщения) и с данными двумерной визуализации микронеоднородностей образцов пород [Petrov et al., 2003].

Денситометрический способ оценки трещинной пористости также используется при изучении ориентированных шлифов пород, образцы которых были импрегнированы флюоресцирующими смолами [Frieg et al., 1998]. Основное преимущество данного способа перед $^{14}\text{СРММА}$ методом состоит в том, что образцы насыщаются флюоресцирующей смолой без нагревания в вакууме в течение ~ 2 сут, и, следовательно, поровое пространство не испытывает термомеханических и

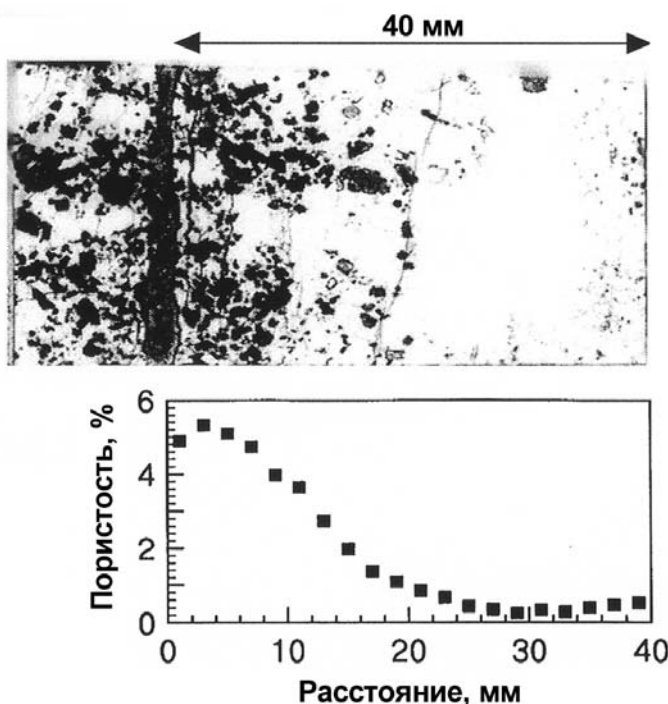


Рис. 5. Изменение значений эффективной пористости как фактор расстояния от гидравлически активной трещины в гранитах по данным ^{14}C PMMA метода [по Hellmuth et al., 1993]. Иллюстрация формирования жильной и вкрапленной околожильной минерализации или контаминации пород радионуклидами

термохимических преобразований, которые могут привести к изменению его морфологии. К тому же ориентированные шлифы, насыщенные смолой, проходят только стадию компьютерной оцифровки, т.е. отпадает необходимость в автордиографии и, таким образом, в санитарно-дозиметрическом контроле.

Таким образом, неоднородность системы «трещина – околотрещинное пространство» оказывает чрезвычайно высокое влияние на современные фильтрационно-транспортные процессы. Для их изучения целесообразно сочетать методы петрофизического анализа, водонасыщения, импрегнации гелей и флюоресцирующих смол и радиографии. В связи с тем, что оценка задерживающей способности пород по отношению к веществам, обладающим различной мобильностью, с использованием значений коэффициента распределения [K_d , Hiester, Vermeulen, 1952] или фактора задержки R_f , [Freeze, Cherry, 1979] все еще далека от совершенства, то анализ изменения структуры порового пространства необходимо сопровождать сравнительными измерениями концентраций компонентов в подземных водах и в пробах пород, расположенных вдоль профилей на различном расстоянии от гидравлически активных разломных структур. Полученные данные должны использоваться в качестве вводных параметров для концептуальных и числовых фильтрационно-транспортных моделей в напряженно-деформированных трещинно-пористых кристаллических породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы показывают, что изучение фильтрационно-транспортных свойств массивов кристаллических пород должно быть основано на выявлении пространственно-временных взаимосвязей между гетерогенностью геологической среды на различных иерархических уровнях (разломы, макротрещины, микротрещины и поровые каналы), вариациями ее напряженно-деформированного состояния и изменчивостью физико-химических свойств многокомпонентной системы (твердая, жидкая и газообразная фазы). Рациональным подходом к решению этой задачи является изучение процессов миграции флюидов и транспорта вещества в разномасштабных тектонодинамических системах верхней части земной коры. Использование комбинации структурно-геологических, тектонофизических, петрофизических, микроструктурных, минералого-геохимических и радиографических методов изучения массивов пород позволяет реконструировать пути и условия миграции флюидов в геологическом прошлом и в современных обстановках.

В общем виде последовательность мероприятий состоит в следующем:

1. Сбор, анализ и обобщение литературных данных, отражающих пространственно-временную взаимосвязь между полями напряжений, тектоническими движениями, механизмами деформаций, гидродинамикой и гидрохимией геологических структур.

2. Картирование геологических структур, в пределах которых в результате ранее проведенных исследований отмечена взаимосвязь между неоднородностями геологической среды (разломы, макротрещины, микротрещины и поровые каналы), вариациями ее НДС и изменчивостью флюидных систем. В результате составляется набор картографических материалов, на основе которых более детально изучается взаимосвязь между структурными неоднородностями деформируемых пород, тектонофизическими обстановками и фильтрационно-транспортными механизмами.

3. Трехмерная визуализация флюидопроводящих структурных неоднородностей и моделирование фильтрационно-емкостных характеристик пород с помощью, например, пакетов программ openGEO и GoCAD. В результате этого и с учетом НДС пород создаются пилотные трехмерные модели гидравлически активных структурных элементов, которые являются основой для концептуальных и числовых фильтрационно-транспортных моделей для различных геологических обстановок и окислительно-восстановительных условий.

4. Проведение лабораторных измерений и экспериментов по изучению термo-гидромеханических и минерально-химических преобразований пород при различных P - T параметрах и степени водонасыщения. В результате выявляются взаимосвязи между деформациями пород и изменением морфологии трещинно-порового пространства.

Работа проводилась при финансовой поддержке государственного контракта № 16.515.11.5056 с Министерством образования и науки Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бреббия К., Теллес Ж., Вробел Л. Методы граничных элементов. М.: Мир. 1987.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
- Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
- Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука. 1965.
- Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Недра. 1972. С. 15–24.
- Методы моделирования в структурной геологии / Под ред. В.В. Белоусова и А.В. Вихерта. М.: Недра. 1988.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия: Учебник для вузов. М.: Академический проект. 2008. 222 с.
- Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН. 1997. С. 219–258.
- Насимов Р.М., Петров В.А. Ультразвуковой метод выявления и двумерной визуализации неоднородностей в керновых образцах // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. М.: ГЕОХИ-ИФЗ-ИГЕМ РАН. 2004. С. 24.
- Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.
- Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992.
- Петров В.А. Роль сейсмодетформаций в формировании жильно-штокверковых гидротермальных месторождений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 290–291.
- Петров В.А., Леспинас М., Хаммер Й. Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 2. С. 99–126.
- Петрофизика: Справочник / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра. 1992.
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука. 1987. С. 173–230.
- Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 120–146.

- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2003. 244 с.
- Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 327.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993.
- Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра. 1979.
- Старостин В.И.* Деформационно-скоростная концепция образования рудоносных структур и их типизация // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 3. С. 3–19.
- Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd. 1951.
- Angelier J.* Determination of the mean principal stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. No. 56. P. 17–26.
- Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. No. 89(B7). P. 5835–5848.
- Angelier J.* From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. No. 11. P. 37–50.
- Barton N.* Predicting the behaviour of underground openings in rock // Norw. Geotech. Inst. Publ. 1988. No. 172. P. 1–21.
- Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. No. 96. P. 109–117.
- Cowie P.A.* A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismic faults // J. Struct. Geol. 1998. Vol. 20. No. 8. P. 1075–1087.
- Cox S.F.* Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault-valve behaviour from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia // J. Geophys. Res. 1995. No. 100. P. 12841–12859.
- Dykhuizen R.C.* Diffusive matrix fracture coupling including the effects of flow channeling // Water Resources Res. 1992. No. 28. P. 2447–2450.
- Etchecopar A., Vasseur G., Daignieres M.* An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis // J. Struct. Geol. 1981. No. 3. P. 51–65.
- Etheridge M.A.* Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing // Geology. 1983. No. 11. P. 231–234.
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V.* Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones // J. Struct. Geol. 1997. No. 11. P. 1393–1404.
- Freeze R.A., Cherry J.A.* Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1979.
- Frieg B., Alexander W.R., Dollinger H. et al.* In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks // J. Contamin. Hydrol. 1998. No. 35. P. 115–130.
- Fuchs K., Müller B.* World stress map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications // Naturwissenschaften. 2001. No. 88. P. 357–371.
- Hellmuth K.-H., Siitari-Kauppi M., Lindberg A.* Study of porosity and migration pathways in crystalline rock by impregnation with ^{14}C -polymethylmethacrylate // J. Contamin. Hydrol. 1993. No. 13. P. 403–418.
- Hiester N.K., Vermeulen T.* Saturation performance of ion-exchange and adsorption columns // Chem. Eng. Progress. 1952. No. 48. P. 505–516.
- Hill D.P.* A model for earthquake swarms // J. Geophys. Res. 1977. No. 82. P. 347–352.
- Hoek E., Brown E.T.* Underground Excavations in Rock. London: Institution of Mining and Metallurgy. 1980.
- Hubbert M.K., Rubey W.W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1959. No. 70. P. 115–166.
- Gueguen Y., Dienes J.* Transport properties of rocks from statistics and percolation // Mathemat. Geol. 1989. No. 21. P. 1–13.
- Lespinasse M.* What is the useful of fluid inclusion planes in structural geology? // J. Struct. Geol. 1999. No. 21. P. 1237–1243.
- Lespinasse M., Désindes L., Fratzek P., Petrov V.* Microfissural mapping of natural cracks in rocks: implications on fluid transfers quantification in the crust // Chemical Geology Spec. 2005. Issue 223. P. 170–178.
- Lichtner P.C., Steefel C.I., Oelkers E.H.* Reactive transport in porous media // Reviews in Mineralogy. 1996. No. 34.
- Long J.C.S., Gilmour P., Whitherspoon P.A.* A model for steady fluid flow in random tridimensional networks of disk-shaped fractures // Water Resour. Res. 1985. Vol. 21, No. 8. P. 105–115.

- Marrett R., Peacock D.C.P.* Strain and stress // *J. Struct. Geol.* 1999. No. 21. P. 1057–1063.
- Neretnieks I.* Diffusion in the rock matrix: An important factor in radionuclide retardation? // *J. Geophys. Res.* 1980. No. 85. P. 4379–4397.
- Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA.* Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // *J. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. No. 12. P. 1625–1640.
- Nordqvist A.W., Tsang Y.W., Tsang C.F. et al.* Effects of high variance of fracture transmissivity on transport and sorption at different scales in a discrete model for fractured rocks // *J. Contam. Hydrol.* 1996. No. 22. P. 39–66.
- Odling N.E., Roden J.E.* Contaminant transport in fractured rocks with significant matrix permeability, using natural fracture geometries // *J. Contamin. Hydrol.* 1997. No. 27. P. 263–283.
- Park C.K., Vandergraaf T.T., Drew D.J., Hahn P.S.* Analysis of the migration of nonsorbing tracers in a natural fracture in granite using a variable aperture channel model // *J. Contam. Hydrol.* 1997. No. 26. P. 97–108.
- Petrov V.A., Poluektov V.V., Nasimov R.M. et al.* Microstructural characterization of the radionuclide pathways in the rock matrix / *Proc. Int. Conf on Uranium Geochemistry, Nancy, France.* 2003. P. 293–296.
- Reinecker J., Heidbach O., Tingay M. et al.* The 2005 release of the World Stress Map (доступно на www.world-stress-map.org).
- Roedder E.* Fluid Inclusions // *Reviews in Mineralogy.* 1984. No. 12. 644 p.
- Scholz C. H.* *The Mechanics of Earthquakes and Faulting.* Cambridge: Cambridge University Press. 1990.
- Seront B., Wong T.-F., Caine J.S. et al.* Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system // *J. Struct. Geol.* 1998. No. 7. P. 865–881.
- Secor D.T.* Role of fluid pressure in jointing // *Amer. J. Sci.* 1965. No. 263. P. 633–646.
- Shipton Z.K., Cowie P.A.* A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone // *J. Struct. Geol.* 2003. No. 25. P. 333–344.
- Sibson R.H.* Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes // *J. Struct. Geol.* 1996. No. 18(8). P. 1031–1042.
- Sibson R.H., Scott J.* Stress/fault controls on containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia and Otago, New Zeland // *Ore Geol. Reviews.* 1998. No. 13. P. 293–306.
- Siitari-Kauppi M., Flitsyan E.S., Klobes P. et al.* Progress in physical rock matrix characterization: structure of the pore space. In: I.G. McKinley, C. McCombie (eds.). *Scientific Basis for Nuclear Waste Management XXI.* 1998. Vol. 506. P. 671–678.
- Snow D.T.* Rock fracture spacing, openings, and porosities // *J. Soil Mech. Found. Div.* 1968. No. 94. P. 73–91.
- Tullis T.E.* The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes // *J. Geophys. Res.* 1980. No. 85. P. 6263–6268.
- Walsh J.B., Brace W.F.* The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock // *J. Geophys. Res.* 1984. No. 89. P. 9425–9431.
- Wilkinson J.J.* Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos.* 2001. No. 55. P. 229–272.
- Zoback M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // *J. Geophys. Res.* 1992. No. 97. P. 11703–11728.

МЕТОДИКИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В ПРИРОДНЫХ МАССИВАХ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва,

reb@ifz.ru

Введение. Начиная со второй половины XIX века в геологии обсуждалась постановка задачи об определении тектонических сил, ответственных за многообразие деформаций земной коры. Потребность знания напряжений, действующих в горных породах, диктовалась необходимостью изучения строения и механизма формирования месторождений полезных ископаемых. Начатые в то время детальные исследования морфологии деформационных структур позволили в отдельных случаях выявить широкое и закономерное распространение складчатых и разрывных структур. Поскольку образование разрывов и складок отражает интенсивность и длительность действия тектонических сил, поэтому надежды исследователей получить ответы на волнующие их вопросы связывались именно с анализом характерных морфологических параметров этих структур и их соотношения с параметрами напряженного и деформированного состояний.

На первых этапах изучения напряженно-деформированного состояния природных объектов основную роль играли методы структурной геологии [Anderson, 1951] и горной механики [Hast, 1969]. По мере того, как в геологию все больше проникали термины и положения механики в ней начало обособляться новое направление исследования – тектонофизика. В России с момента формирования тектонофизики как отдельного направления (вторая половина 50-х годов XX века) ее основоположниками В.В. Белоусовым [1958а, б] и М.В. Гзовским [1954а] ставилась задача объяснения с позиций механики и физики механизмов формирования в геологических объектах разномасштабных деформационных структурных элементов. Под *механизмами формирования* понимался широкий спектр физических параметров, включающих свойства вещества пород и условия нагружения, а также поля напряжений, деформаций и мелких вторичных структурных форм, в которых проявляется результат деформационных изменений геосреды. В бывшем СССР исследования напряженного состояния земной коры были начаты работами М.В. Гзовского [1954б, 1956], который ввел в тектонику представление о тектонических напряжениях, и обобщил доказательства их существования. М.В. Гзовский показал [1959], что анализ закономерностей пространственного изменения параметров тензора напряжений позволяет установить генезис, или механизм формирования природных тектонических структур. Им была поставлена задача комплексного исследования взаимосвязи различных тектонических механизмов деформирования участков земной коры с полями напряжений, деформаций, смещений, морфологией разрушения методами математического и физического моделирования, а также с использованием методов полевой структурной геологии и полевой тектонофизики.

Поставленные задачи предопределили необходимость решения других фундаментальных проблем, связанных с классификацией и изучением различных *механизмов генерации напряжений* (девиаторной компоненты тензора) в литосфере, а также реологических свойств горных пород. Большое число теоретических представлений на генезис напряжений в земной коре (расширяющаяся или сжимающаяся Земля, влияние вращения Земли, вертикальная тектоника геосинклиналей, тектоника океанических литосферных плит и др.) требовало разработки собственных – тектонофизических *методов изучения природных напряжений в горных массивах в их естественном состоянии*.

М.В. Гзовский внес большой вклад в развитие инструментария *тектонофизического моделирования*, включавших в себя физический эксперимент и математические расчеты краевых задач механики для исследуемых тектонических процессов. Однако в области изучения генезиса напряженного состояния земных недр он отдавал приоритет именно данным полевых наблюдений о напряжениях и деформациях, получаемых непосредственно в природном объекте [Гзовский, 1971]. М.В. Гзовский сформулировал в качестве *основной задачи полевой тектонофизики* определение параметров напряженного состояния массивов горных пород по данным *геологических индикаторов* о плоскостях сместителей и бороздах скольжения совокупностей сколовых трещин [Гзовский, 1975]. Эти подходы были также расширены на *сейсмологические индикаторы* – данные о механизмах очагов землетрясений, т.к. каждый акт землетрясения также представляет собой возникновение

разрыва сдвигового типа, характеризуемого его фокальным механизмом. В такой постановке сформулированная задача тектонофизики является обратной, поскольку требует построения алгоритма восстановления напряжений по совокупности дизъюнктивных проявлений. Основу методов, направленных на решение указанной проблемы, должно составить описание закономерностей образования разрывов в различных горных породах и зависимости их морфологии от напряженного состояния. Эти данные могут быть получены как в экспериментах над образцами, так и в результате наблюдения природных деформационных процессов.

Следует отметить, что наряду с методами оценки параметров напряжений по совокупностям разрывных нарушений существует также большое число методов оценки напряжений *in situ*, базирующихся на активном или пассивном взаимодействии с горными породами [Турчанинов, 1982]. Эти методы можно подразделять на *методы прямого измерения* (метод разгрузки кернов, методы стрейн- и стресс-анализа, методы геодезии и деформометрии), *методы тектонофизической реконструкции* (метод гидроразрыва и дискования керна, методы анализа дизъюнктивных и плекативных деформаций), *методы косвенной оценки* (методы ультразвукового, акустического и сейсмического просвечивания) и *методы анализа наведенных полей* (методы электрометрии, электромагнитометрии). Здесь будет говориться только о проблемах обратной задачи тектонофизики в том ее виде, в котором она была сформулирована М.В. Гзовским.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Трещины – тензодатчики напряжений. Все методы реконструкции тектонических напряжений и скорости сейсмотектонических деформаций в массивах горных пород по сколовым разрывам и трещинам следует относить к методам экспериментального анализа натурных данных. Таким образом, *нарушения сплошности* в виде сколовых трещин можно рассматривать как природные *тензодатчики*, доставляющие данные, необходимые для вычисления параметров напряженного состояния и деформаций. Здесь и далее под “нарушением сплошности” понимается не наличие пустот, а наличие скачка тангенциального смещения (сдвиг) вдоль поверхностей ограниченной протяженности. При этом для трещин отрыва имеет место скачок перемещений, нормальных к его поверхности, а для трещин скола – касательных. Поскольку в рамках настоящего исследования основу анализа составляют трещины скола, под термином “нарушение сплошности” далее будем понимать поверхность, вдоль которой существует скачок тангенциальной компоненты смещения.

О двух способах анализа сколов. В зависимости от способа обобщения анализ сколовых трещин может быть произведен с использованием положений различных разделов механики. Первый способ обобщения связан с рассмотрением акта возникновения *отдельного нарушения* сплошности или уникальной системы нарушений, разделяющих деформационный процесс на две стадии: до разрушения и после. На этом пути возможно использование закономерностей, вытекающих из теории разрушения, которые характеризуют стадию непосредственно перед разрушением и предполагающей, что на этой стадии среда была без трещин.

Второй способ базируется на анализе *совокупности сколовых нарушений*, в ходе которого на основе определенных постулатов и допущений производится переход от рассмотрения деформационного процесса с позиций дизъюнктивной тектоники к использованию представлений механики континуума. В этом случае отсутствует гипотеза о бездефектности среды на стадии, предшествовавшей нагружению, и каждую активизирующуюся (ранее существовавшую) или вновь возникающую трещину скола следует рассматривать как одиночный акт процесса, приводящего к переходу части упругих деформаций в остаточные, а в качестве искомого напряженно-деформированного состояния необходимо рассматривать некоторое среднее для объема и интервала времени состояние.

Таким образом, имеет место *дуализм трещины скола* при деформациях горных пород. Это напоминает дуализм фотонов в физике микромира: фотоны проявляют себя и как волны, и как частицы.

Области упругой разгрузки. В окрестности сколового разрыва смещение вдоль поверхности скола приводит к диссипации части накопленной в среде упругой внутренней энергии. Эта энергия частично расходуется на создание поверхности разрыва и истинно пластические деформации в его окрестности, частично преобразуется в тепло непосредственно на разрыве при криповом характере смещений и рассеивается за счет упругих волн при быстром смещении берегов разрыва. Как при

быстром, так и при медленном движении бортов разрыва в некоторой его окрестности, заключающей в себе разрыв сплошности среды, уменьшается энергия, накопленная в виде упругих деформаций среды, и, следовательно, имеет место уменьшение упругих деформаций и напряжений, осредненных по объему с характерным размером R , определенным образом соответствующим характерному размеру трещины R_f . Применительно к анализу сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений в качестве размера трещины сдвига можно принимать линейный размер, оцениваемый по формуле [Касахара, 1985]:

$$\log R_f \approx 1.22 + 0.8m_b \text{ (см)}, \quad (1)$$

где m_b – магнитуда объемных волн.

Как показано в работах [Осокина, Фридман, 1987; Chinnery, 1961, 1963], для напряжений масштаба осреднения $R \ll R_f$ в окрестности разрыва существует область *возмущенного напряженного состояния*, где напряжения могут снижаться и повышаться относительно фонового напряженного состояния, действующего на достаточном удалении. В целом в этой области возмущенного напряженного состояния уровень внутренней энергии, запасенной в упругих деформациях снижается, она является источником энергии сейсмических волн и хрупко-пластического деформирования в окрестности разрыва. Область, в пределах которой происходит снижение напряжений в масштабе осреднения $R \approx R_f$, будем именовать *областью упругой разгрузки* [Николаевский, 1980]. Характерный размер области упругой разгрузки, полученный в задачах упругой теории трещин [Осокина, 1987б] можно оценить как $R_{ue} \approx 3 \div 5R_f$. Форма области упругой разгрузки неизометричная, вытянутая в направлении движения в плоскости скола и сплюснутая в направлении нормали к этой плоскости. Линейный размер области упругой разгрузки определяется на основе сравнения значения второго инварианта девиатора напряжений до и после активизации (возникновения) трещины. В качестве критерия выделения границ этой области можно использовать требование максимальности различия подобных значения в 5-10%.

Следует заметить, что приведенная выше оценка для размера области упругой разгрузки R_{ue} , отвечающая нескольким размерам трещины R_f , вытекает из задачи о распределении напряжений в окрестности трещины сдвига для идеально упругой модели среды. Из механики упруго-пластического деформирования известно, что появление пластического течения приводит к понижению уровня девиаторных напряжений и расширению области их возмущенного состояния относительно фонового, действующего на достаточном удалении. Оценки показывают, что если считать, что активизация (возникновение) трещины происходит в среде, уже находящейся в закритическом состоянии (стадия пластического упрочнения), то в этом случае область влияния трещины может более чем на порядок превышать ее характерный размер $R_{ue} \approx 10 \div 30R_f$.

Если теперь привлечь к анализу результаты решений, получаемых в задачах геомеханики о влиянии на распределение напряжений флюидного давления в трещинно-поровом пространстве, вытекающего из выполнения соотношения Дарси для скорости течения флюида и его давления, то области возмущенного состояния увеличится еще в несколько раз. Таким образом, трещина в зависимости от механических свойств и состояния геосреды может «собирать» и выделять при активизации энергию упругих деформаций с очень большой площади на порядок и более превышающей ее характерный размер.

Иерархия масштабных уровней тектонических напряжений. Характер распределения напряжений, действующих в разломных зонах, определяется региональной тектоникой и/или локальными аномалиями температурного поля земной коры, а величины напряжений зависят от структурно-вещественного состояния горных пород и флюидного режима этих зон. Поскольку в отличие от материалов, используемых для конструкций, геологическая среда является существенно неоднородной, то это предопределяет наличие существенной неоднородности – мозаичности в поле напряжений, проявляющейся на разных масштабных уровнях осреднения, и, следовательно, в сильной зависимости значений компонентов тензора природных напряжений от масштаба осреднения. Следует заметить, что на разных масштабах причины и проявление в эффективных свойствах геосреды (средних для определенного масштаба) этой неоднородности также различны. Так, неоднородности *микроскопического* уровня, обусловленные наличием: кристаллов, зерен и

агрегатов, дислокаций и микротрещин, микропор, могут быть сглажены путем осреднения физических параметров с линейным размером менее 1 см (однородное деформирование малых образцов), что будет характеризовать *макроскопический* уровень осреднения свойств геосреды и компонентов тензоров напряжений и деформаций.

Линейный размер наиболее представительного диапазона магнитуд землетрясений и трещин по геологическим индикаторам и плотность их распределения в исследуемой области определяет масштаб усреднения тектонических напряжений, получаемых по результату анализа морфологии совокупностей разрывов. В соответствии с существующими в механике представлениями о масштабах [Оберт, 1976] уровень осреднения, следующий за макроскопическим, следует именовать как *мегаскопический* уровень с размером окна осреднения более чем первые десятки сантиметров. Однако в отличие от конструкционной механики при изучении тектонических процессов нельзя ограничиться одним уровнем осреднения, линейный масштаб которого больше макроскопического. Так, структурно-вещественные неоднородности малых – мегаскопических линейных размеров в первые сантиметры: полосчатость, сланцеватость, кливаж, включения, трещины, крупные поры и др., сглаженные путем осреднения физических параметров с линейным размером окна осреднения в 1-3 м (однородное деформирование крупных образцов), будут характеризовать *сублокальный* уровень осреднения. *Локальный* уровень осреднения с линейным размером в 30-100 м (масштаб геологического обнажения) определяет сглаживание физических параметров, вызванных проявлением неоднородностей в виде: включений и трещин размером в первые метры и более, наличием слоистости, складчатых структур, даек. На этих масштабных уровнях различие между горными породами разломных зон и блоков земной коры связано с большей раздробленностью, а также большей пористостью и флюидизацией первых.

Наконец *субрегиональный* и *региональный* уровни осреднения (линейный размер соответственно: 1-3 км и 30-100 км) обусловлены необходимостью сглаживания проявления неоднородности массивов горных пород в виде: крупных геологических внедрений, массовыми интрузиями, резкой сменой структурного состояния и вещественного состава. Возможно также выделение *мегарегионального* масштаба осреднения, характеризующего неоднородность физических параметров планетарного уровня (линейный размер осреднения в первые тысячи километров).

Масштаб усреднения напряжений, определяемых по сейсмологическим индикаторам.

Линейный размер R_f геологических наблюдаемых трещин сдвига – *зеркал скольжения*, используемых для реконструкции напряженного состояния, это первые метры – сотни метров. Нижний уровень магнитуд каталогов механизмов очагов землетрясений, полученных по глобальной сети телесейсмических станций, это 3.5-4.5, что определяет характерный размер разрыва в очаге – первые сотни метров – первые километры. При использовании региональных и локальных сетей цифровых сейсмических станций нижний диапазон магнитуд опускается до 2-2.5 и даже меньше 1. В этом случае минимальные характерные размеры трещин достигают десятков метров и первых метров. Как правило, наиболее представительная магнитуда (наибольшее число событий для интервала в единицу магнитуды) подобных каталогов превышает минимальную на 1-1.5 единицы магнитуды. Начиная с этой магнитуды можно ожидать минимального пропуска наблюдаемых сейсмологами землетрясений.

Когда выполняется тектонофизическая реконструкция напряжений на основе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений масштаб усреднения напряжений определяется характерным размером R_f очагов землетрясений наиболее представительной магнитуды используемого каталога, а также плотностью распределения эпицентров землетрясений. Минимальная область усреднения связывается с размером области упругой разгрузки упругой разгрузки R_{ue} , оцениваемой из упругой теории трещин ($R_{ue} \approx 3 \div 5 R_f$), а максимальная приближается к значениям $R_{ue} \approx 10 \div 30 R_f$.

Таким образом, в методах реконструкции тектонических напряжений, основанных на анализе разрывных нарушений, искомые компоненты тензоров напряжений и деформаций, усредненные по объему пространства и интервалу времени, существенно больше, чем это обычно принято в механике. Кроме того, они характеризуют состояние трещиноватых объемов среды, а не сплошные среды – объект исследований континуальной механики. Каждый из этих факторов в отдельности позволяет говорить, что в процессе реконструкции определяются напряжения и деформации, не соответствующие определениям, даваемым в рамках классической механики. Фактически следует

говорить об определении некоторых обобщенных силовых и деформационных характеристик – *обобщенных напряжений и деформаций как неких интегрантов соответствующих состояний*. Заметим, что в силу различия подходов в создаваемых методах реконструкции могут различаться и сами определения искомых характеристик, т.е., а что нам следует понимать под тензором напряжений и тензором деформаций.

Основные методические подходы решения обратной задачи тектонофизики. Все методы реконструкции напряжений и деформаций можно разделить по принципам, лежащим в основе перехода от структурно-кинематических данных о разрывах и трещинах к параметрам искомых тензоров [Ребецкий, 2002], на три основные группы: методы структурного анализа и методы дислокационного анализа для расчета параметров тензора напряжений и методы расчета катакластических (трещинных) деформаций. Несколько особое место в этой иерархии тектонофизических методов занимает метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю.Л. Ребецкого [2007], т.к. его алгоритм обобщает достижения ряда известных методов реконструкции и результатам его применения является одновременное, связанное между собой, определение не только тектонических напряжений, но и необратимых – трещинных деформаций.

Здесь и далее под терминами “катакластическое течение” и “катакластическое деформирование” понимается процесс накопления остаточных, необратимых деформаций, которые возникают за счет смещения вдоль разрывов и трещин много большего размера, чем размер зерен и кристаллов (от десятков сантиметров для тектонических трещин до десятков километров для разломов коры). В геодинамике и структурной геологии существует также термин *квазипластическое деформирование* (течение) [Расцветаев, 1982], который по мнению автора настоящей работы следует относить к не мегаскопическому, а мезо [Панин, 1998] и макроскопическому масштабу, когда течение осуществляется за счет трещин соизмеримых в размерами агрегатов и зерен, а также по их границам. Подобное течение имеет место в локальных участках разломных зон, а также в нижней коре.

В методах *структурного анализа* такой переход обосновывается закономерностями механики разрушения, при этом исходными данным для анализа напряжений являются данные о пространственной ориентации плоскости скалывания. В методах *дислокационного анализа* теоретическим базисом являются положения дислокационной теории пластичности Батдорфа – Будянского [Батдорф, Будянский, 1961]. В методах расчета квазипластических деформаций также используют некоторые положения теории дислокаций. В обоих этих направлениях анализа напряженно-деформированного состояния горных массивов описание морфологии трещин дополняется кинематическими данным, т.е. данным о направлениях смещения вдоль трещин. Для геологических индикаторов это данные о бороздах на зеркалах скольжения, а для сейсмологических – механизмы очагов землетрясений.

Отметим, что в методах структурного анализа речь идет о расчете только ориентации главных осей тензора напряжений по *структурно-кинематическим данным о трещинах* (СКДТ), в методах дислокационного и катакластического анализа помимо ориентации главных осей тензоров напряжений или приращений *сейсмотектонических деформаций* (СТД после [Юнга, 1990]) рассчитывается также коэффициент Лоде – Надаи, определяющий вид этих тензоров, т.е. результатом являются данные об эллипсоидах напряжений и деформаций. СКДТ фиксируют в пространстве ориентацию плоскостей сколов и направлений скольжения по ним для геологических данных и нодальных плоскостей для сейсмологических данных.

МКА использует в своей теоретической основе не только результаты экспериментов по разрушению горных пород, но и базисные положения современной теории пластичности. При этом в нем имеется возможность определять как параметры эллипсоидов напряжений и приращений СТД, так и величины шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений.

Далее будет дан обзор основных методов, более полное их представление и анализ можно найти в монографии [Ребецкий, 2007]. Заметим, что в настоящей работе как и в работах по конструкционной механике напряжение растяжение принимается положительным, а для главных напряжений существует правило расстановки индексов: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Таким образом, σ_1 является алгебраически максимальным, а σ_3 – алгебраически минимальным главными напряжениями. Переходя к понятию девиаторных напряжений (нормальные напряжения минус среднее – шаровое напряжений), отметим, что оси σ_1 являются осями максимального девиаторного растяжения, а σ_3 – осями максимального девиаторного сжатия.

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Совокупность методов структурного анализа берут начало от работ [Becker, 1893; Anderson, 1951; Гзовский, 1954], в которых было предложено связывать ориентацию сколового разрыва с ориентацией главных осей тензора напряжения на основе положений механики разрушений. Эти положения опираются на экспериментальные данные, полученные при деформировании вплоть до разрушения образцов горных пород [Бриджмен, 1955], и соответствуют представлениям теории прочности Кулона, или Кулона – Мора, в которой образование нового разрыва связывается с площадкой действия касательных напряжений высокого уровня и при относительно низком уровне нормальных напряжений. Эти площадки – плоскости скалывания не совпадают с площадками действия максимальных касательных напряжений ($\tau_{\max}$) и отклоняются от них в сторону действия оси напряжений минимального сжатия (максимального девиаторного растяжения σ_1). Для горных пород угол, на который он могут отклоняться от площадок $\tau_{\max}$ составляет 7-12°, что определяется коэффициентом внутреннего трения горных пород k_f (0.4-0.6).

Метод сопряженных пар сколов. Согласно предложенной М.В. Гзовским методике, при реконструкции ориентации главных осей тензора напряжений следует выделять пары сколовых трещин – одновозрастных трещин, сформировавшихся в условиях однородного поля напряжений, при этом “сопряженность сколовых разрывов двух направлений определяется по их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направлений смещений” [Гзовский, 1954, стр. 399]. Линия пересечения этих трещин совпадает с осью промежуточного главного напряжения, а биссектрисы смежных углов – с направлениями осей главных напряжений (рис. 1, а). Индексация осей осуществляется на основании данных о направлениях смещения вдоль берегов сопряженных пар трещин.

Исследования, посвященные реконструкции тензора тектонических напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений, развивались в работах [Введенская, 1969; Балакина, 1962]. В основе этого подхода лежит положение о совпадении плоскости разрыва с плоскостью действия максимального касательного напряжения (рис. 1, б). Этот подход, не смотря на то, что он был в дальнейшем критически проанализирован в работах Б.В. Кострова [1975], иногда используется геологами (см. например работ [Шерман, Лунина, 2001]). В настоящее время подобный подход активно используется в работах Л.-М. Зобак. В работе [Zobak, 1992]. Ею на основе данных о механизмах очагов одиночных землетрясений, удовлетворяющих определенным критериям (точность определения, энергетический класс), выполнена реконструкция современных напряжений практически для всех крупнейших сейсмических областей.

Метод реконструкции квазиглавных напряжений. В.Д. Парфенов [1981, 1984], отталкиваясь от закономерностей механики разрушения и основываясь на критерии прочности по наибольшему касательным напряжениям, разработал методику реконструкции напряжений применительно к геологическим объектам. Согласно его методике на основе данных об ориентации плоскости скола и направлениях борозд скольжения вдоль нее с помощью палеток с сеткой Вульфа (подобно тому, как это делается в сейсмологии по данным о механизмах очагов землетрясений) строятся ориентации “квазиглавных напряжений” – главных осей тензора упругих деформаций, снимаемых в результате

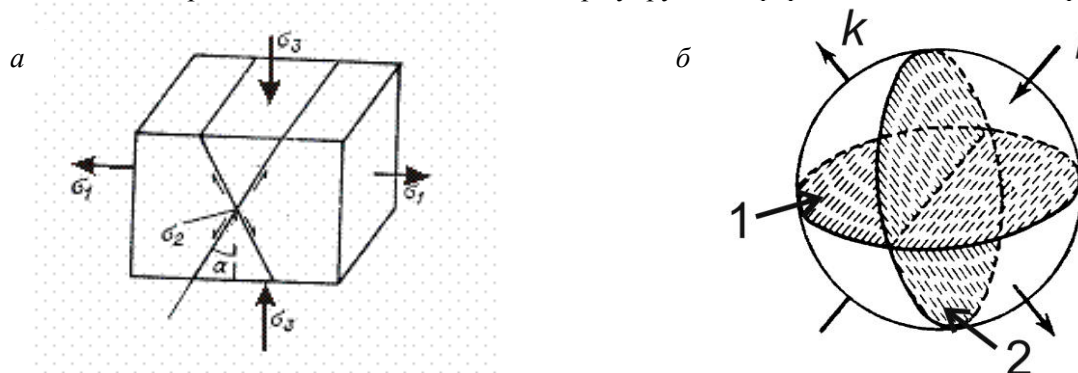


Рис. 1. а – ориентация сколов по отношению к главным осям напряжений (по М.В. Гзовскому).

б – ориентация сколов по отношению к главным осям напряжений сжатия i и растяжения k , снимаемых в очаге землетрясения (по: [Введенская, 1961, 1969]), 1 и 2 нодальные плоскости

смещений по разрыву. Исходя из изотропных свойств горных массивов, предлагается статистически анализировать совокупности соответствующих осей “квазиглавных напряжений”, определяя по характеру плотности их распределения ориентацию истинных главных напряжений. В работе [Zhonghuai et al., 1992] практически по аналогичной методике для обширной территории Китая по сейсмологическим данным о механизмах очагов коровых землетрясений реконструировано поле современных напряжений.

Метод тектонодинамического анализа. Существенное развитие этого направления исследований было сделано в работах П.Н. Николаева [1977, 1992], который предложил и развил метод анализа сколовых разрывов и трещин. Суть метода состоит в статистическом анализе разброса пространственной ориентации одноранговой совокупности трещин, входящих в однородный по характеру деформирования объем. В результате такого анализа выделяются сопряженные системы трещин. Технически это осуществляется с помощью нанесения данных на прямоугольную диаграмму-матрицу с осями, определяющими соответственно азимут и угол вектора падения плоскости трещины (рис. 2, а). Поиск сопряженной системы осуществлялся после нанесения данных для всей совокупности трещин путем выделения локальных максимумов.

Практическое использование метода показало, что на диаграмме-матрице максимумы трещиноватости вместо симметричной формы изолиний равных значений, отвечающей равной вероятности отклонения каждой трещины от центра максимума, имеют явно асимметричный характер. Максимум сдвинут в сторону оси сжатия, а преимущественный разброс – в сторону оси растяжения (рис. 2, б, в).

Выделение на диаграмме-матрице указанной асимметрии, по мнению П.Н. Николаева, служит также доказательством однородности деформирования макрообъема, в пределах которого осуществляется реконструкция напряжений. Кроме того, асимметрия максимумов трещиноватости позволяла устойчиво осуществлять индексацию осей главных напряжений и для тех стадий деформационного процесса, для которых в ходе последующего тектонического течения угол между сопряженными системами сколов мог превышать 90° .

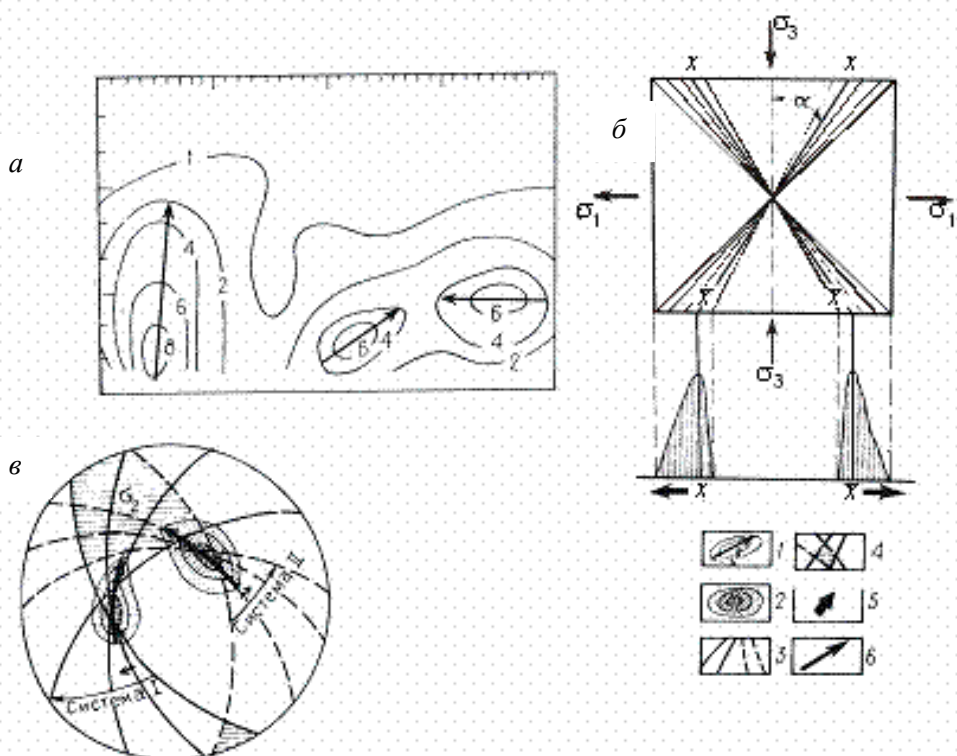


Рис. 2. Метод тектонодинамического анализа реконструкции главных осей тензора напряжений: а – матрица-диаграмма; б – схема разброса трещин при разрушении в образцах; в – реконструкция осей главных напряжений на нижней полусфере.

1 – изолинии трещиноватости и направления разброса; 2 – максимумы трещиноватости; 3 – системы сопряженных трещин; 4 – выходы промежуточных осей; 5, 6 – направления разбросов в пределах соответственно разных систем и максимумов трещиноватости

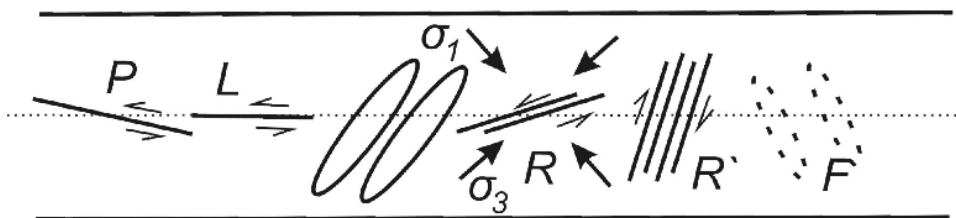


Рис. 3. Схема структур деформирования и морфологии трещин, формирующихся в зоне сдвига. Дается ориентация главных осей напряжений (здесь σ_1 – ось максимального сжатия в отличие от принятой в настоящей работе системе индексации осей главных напряжений), трещин сдвига в виде R- и R'-сколов, трещин отрыва T (вытянутые эллипсы, ортогональные σ_1), трещин сдвига в виде P и L-сколов, ориентация куполов складок. Штрих-пунктир – ось сдвига

Морфокинематический метод. Данный метод, основанный на изучении и детальном картировании внутренней структуры зоны скалывания вблизи разлома, предложен в работах [Гинтов, Исай, 1984а, б]. При этом под зоной скалывания понимается линейно вытянутая область развития тех или иных структурных и динамоморфических парагенезисов (рис. 3). Этот метод в определенном смысле можно рассматривать как существенное развитие подхода к определению структурно-кинематических параметров крупных разломов и параметров тензора напряжений соответствующего масштабного уровня по изучению совокупности ориентации различных типов более мелких структур: сколовых трещин, трещин отрыва, структур сжатия и складок волочения, образующихся в зоне скалывания более крупного разлома. Неизвестные параметры тензора напряжений (ориентация главных осей), среднего для объема, охватывающего целиком зону скалывания, связываются в этом методе с количественными данными об ориентации указанных выше структур в предложенной авторами системе уравнений.

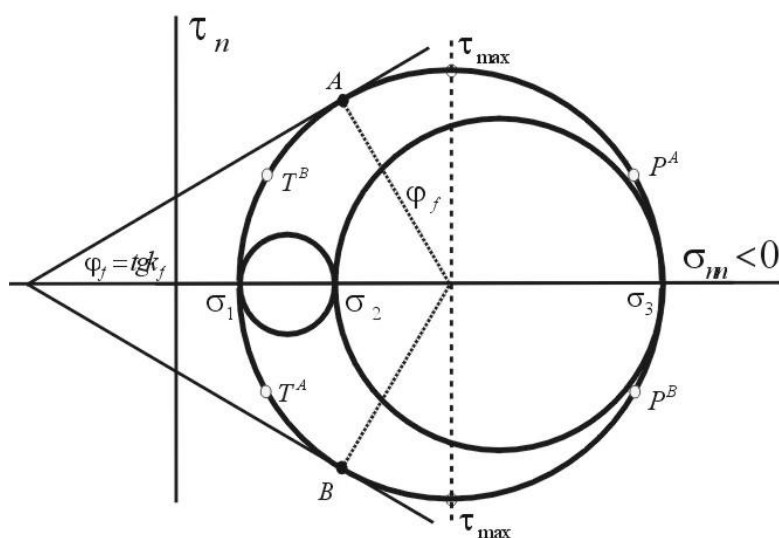
Структурно-геоморфологический метод анализа оперяющих разрывов предложенный Л.А. Сим [1996]. Он, как и морфокинематический метод, развивает методы анализа условий активизации крупных разломов по совокупности оперяющей трещиноватости, к которым относятся тройственная система трещин сдвига (R и R'-сколы) и трещин растяжения. Метод Л.А. Сим также как и метод О.Б. Гинтова базируется на закономерностях разрушения [Гзовский, 1959, 1963; Стоянов, 1979], наблюдаемой в физическом эксперименте при моделировании зон горизонтального сдвига (рис. 3), и направлен на реконструкцию напряженного состояния платформенных областей в окрестности субвертикальных разломов в предположении о субвертикальности оси промежуточного главного напряжения. Последнее допущение позволяет для анализа направления смещения вдоль главного разлома использовать данные только о простирании более мелкой оперяющей трещиноватости и проводить анализ закономерностей изменения простираания оперяющих трещин путем дешифрирования топокарт и фотоснимков более крупного, чем масштаб изучения разломов и тектонических напряжений, масштаба. Л.А. Сим предложила комплексную методику выделения систем оперяющих трещин, оценки возраста мегатрещин и разделения разновозрастных полей трещиноватости.

Обсуждение методов. Все рассмотренные выше методы используют представления, базирующиеся на закономерностях квазигомогенного деформирования на стадии разрушения, как в образцах, так и в массивах горных пород. Фактически предполагается, что сколовые трещины, являющиеся исходными для реконструкции, образовывались в период времени, в течение которого поле напряжений либо было близким к постоянному, либо *параметры тензора напряжений менялись пропорционально одному параметру* (условие простого нагружения). В силу этого, одна из главных задач реконструкции состоит в выделении однородно деформируемых, в общем случае – четырехмерных пространственно-временных объемов, в пределах которых и должна осуществляться выборка СКДТ. Если при использовании СКДТ, получаемых на основе геологических наблюдений, проблема однородности деформирования в пространстве решается на стадии сбора материала, то проблему выделения временных интервалов (этапов) однородного деформирования, как правило, приходится решать на стадии обработки данных.

Во всех методах существуют свои критерии, по которым возможно создание *однородной выборки* СКДТ. Это сопряженные пары или системы сколов в методах М.В. Гзовского и П.Н. Николаева, соответствие системы оперяющих сколов положению главного разлома в методах Л.А. Сим и

О.Б. Гинтова и т.д. Из перечисленных методов реконструкции только в методе П.Н. Николаева имеется возможность создания формализованных приемов выделения объемов, однородных во времени и пространстве. Однако такой прием выделения однородных пространственно-временных объемов не может считаться удовлетворительным в силу его интегральности. Он мало чувствителен к отдельным событиям и может проявляться лишь на статистически представительных множествах.

Особо следует отметить одно важное положение, лежащее в основе метода тектонодинамического анализа П.Н. Николаева. Оно касается смещения максимума трещиноватости (нормали к плоскостям трещин) в сторону оси максимального девиаторного сжатия при наличии большого разброса в направлении оси максимального девиаторного растяжения (см. рис. 2). Это положение соответствует критерию прочности теории Кулона – Мора и отвечает результатам экспериментальных наблюдений над образцами горных пород. Таким образом, можно говорить, что результаты экспериментов над образцами были подтверждены исследованиями П.Н. Николаева в массивах горных пород.



Сделанное выше замечание является актуальным, т.к. сегодня существует достаточно большое число карт напряженного состояния, в которых определение ориентации осей главных напряжений строится по данным индивидуальных механизмов очагов сильных землетрясений. Считается, что механизмы таких землетрясений менее чувствительных к локальным неоднородностям среды и поэтому более достоверно отражают поле напряжений [Zoback, 1993; Шерман, Лунина, 2001].

Мой опыт реконструкции напряжений для сейсмоактивных областей различных регионов показывает, что плоскости очагов сильных землетрясений близки по ориентации к плоскости скалывания горных пород в действующем поле напряжений, т.е. на диаграмме Мора (рис. 4) точка, характеризующая нормальное и касательное напряжения на плоскости разрыва близка к точкам А и В. Подобный факт позволяет использовать данные о механизмах сильных землетрясений для экспресс-оценки ориентации главных осей напряжений, *но при этом подобная оценка должна базироваться на принципах механики разрушения*, т.е. использовать схему связи между положением плоскости очага и ориентацией главных напряжений рис. 4. В работах [Zoback, 1993; Шерман, Лунина, 2001] фактически считается, что разрушение происходит по плоскостям максимальных касательных напряжений, а не по кулоновским плоскостям скалывания.

МЕТОДЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Методы дислокационного анализа, так же как и методы структурного анализа, направлены на реконструкцию параметров напряженного состояния. Однако в этих методах помимо данных об ориентации плоскости скола используются и данные о направлениях относительных движений бортов разрывов. Отметим, что название этой группы методов связывается с названием одной из теорий пластичности – теории дислокационного скольжения Батдорфа – Будянского [1961], положения которой использовались при обосновании этого подхода [Гущенко, 1981]:

1. В процессе упругопластического деформирования преобразование части упругих деформаций в необратимые (остаточные), обуславливающее диссипацию упругой энергии в объеме геосреды, может осуществляться как за счет сдвигов по вновь образующимся поверхностям нарушений сплошности геоматериала, так и за счет смещения берегов уже существующих трещин и разрывов различного масштабного уровня,
2. Каждое индивидуальное смещение вдоль поверхности трещины возмущает поле напряжений только более низкого масштабного уровня и не влияет на кинематику трещин этого же масштаба,
3. Направление среднего вдоль поверхности скола смещения совпадает с направлением действия среднего на этой поверхности касательного напряжения, отвечающего искомому для квазиоднородного объема тензору средних напряжений.

Предположение о том, что направление перемещения сразу после возникновения скола должно совпадать с направлением максимального касательного напряжения на плоскости разрыва, действовавшего здесь перед его возникновением, а также то, что плоскость разрыва не обязательно должна совпадать с плоскостью наибольших касательных напряжений, или плоскостью скола (по Кулону – Мору), было выдвинуто в работах [Wallace, 1951; Bott, 1959]. Эти положения послужили началом для создания новых методов реконструкции напряжений, отличных от методов, базирующихся на гипотезе сопряженных пар разрывов [Anderson, 1951; Гзовский, 1954].

Методы определения параметров тензора напряжений, использующие представленные выше постулаты, можно разбить на две группы:

- численные методы реконструкции тензора тектонических напряжений на основе нахождения экстремума “функций однородности” для выборки СКДТ;
- графические методы выделения областей допустимой ориентации главных осей тензора тектонических напряжений на основе анализа кинематических ограничений.

На первый взгляд, различие между двумя направлениями состоит лишь в технике реализации одних и тех же базовых постулатов. Однако практическое применение этих методов показывает, что различие носит более принципиальный характер, поскольку именно в рамках второй группы методов удалось создать алгоритмы формирования однородных выборок СКДТ, чувствительных к параметрам отдельных сколов.

Нахождение экстремума “функции однородности”. Это направление реконструкции тензора тектонических напряжений развивается в работах большой группы исследователей (в основном России, Франции и США [Carey, Bruneier, 1974; Никитин, Юнга, 1976; Angelier, 1975; Никитин,

Юнга, 1977; Etchecopar et al., 1981; Angelier et al., 1982; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987]) и базируется на нахождении максимума *функции однородности* СКДТ (*функции совместности* по С.Л. Юнге) для совокупности (выборки) сколовых трещин. Эта функция представляет собой сумму скалярных произведений известного единичного вектора подвижки на поверхности скола и единичного вектора касательного напряжения, действующего на этой же поверхности, ориентация которого обусловлена искомым тензором напряжений, для выборки сколовых трещин, отобранных для анализа

$$F_1 = \sum_{\alpha=1}^A \left(\frac{(\mathbf{s}^\alpha \mathbf{t}^\alpha)}{|\mathbf{s}^\alpha| |\mathbf{t}^\alpha|} \right). \quad (2)$$

Здесь $\mathbf{s}^\alpha$ и $\mathbf{t}^\alpha$ – векторы относительного смещения бортов сколовой трещины и средних для объема касательных напряжений, действующих на плоскости скола с номером α (рис. 5) из выборки сколов ($\alpha = 1 \dots A$). Числитель представляет собой скалярное произведение этих векторов, а знаменатель – произведение их модулей. С некоторым упрощением можно говорить, что требуется найти такой тензор напряжений, при котором *сумма углов между вектором касательного напряжения и наблюдаемым вектором подвижки для всех входящих в выборку плоскостей разрывов будет минимальна*.

Согласно представленным выше постулатам дислокационного анализа максимальное значение функции (2), нормированной на A (число событий, участвующих в выборке), равно единицы и отвечает идеальной однородности данных, когда все смещения на плоскостях разрывов совпадают с ориентацией действующих здесь касательных напряжений. В рамках этих постулатов значения нормированной “функции однородности”, меньшие единицы, фактически свидетельствуют либо о неоднородности поля напряжений в пределах макрообъема выборки СКДТ, либо об анизотропии свойств вдоль плоскостей разрывов. В последнем случае наличие различного рода неоднородностей может приводить к отклонению вектора смещений, реализуемого вдоль плоскости разрыва, от направления, диктуемого тензором напряжений. Можно показать, что максимум функции (2) лежит в области изменений четырех параметров тензора напряжений. Это три угла Эйлера, определяющие ориентацию трех ортогональных осей главных нормальных напряжений, и коэффициент Лоде – Надаи (коэффициент вида напряженного состояния), характеризующий соотношения величин главных напряжений σ_i ($i = 1, 2, 3$). Фактически речь идет о реконструкции на основании расчета “функции однородности” девиаторных компонент тензора напряжений – девиатора напряжений.

В работе [Мухамедиев, 1993] было предложено строить “функцию однородности” основе скалярного произведения вектора подвижки на вектор касательных напряжений

$$F_3 = \sum_{\alpha=1}^A (\mathbf{s}^\alpha \mathbf{t}^\alpha). \quad (3)$$

При построении “функции однородности” в данном алгоритме в качестве весового множителя выбираются сами величины подвижек. Таким образом, наибольший вес будут иметь площадки, на которых произошли наибольшие по амплитуде подвижки. “Функция однородности” в форме (3) представляет выражение для величины энергии, рассеиваемой в окружающей среде в результате скольжения вдоль совокупности сколов. Другая запись величины энергии диссипации за счет сколовых смещений в случае симметричного тензора напряжений может быть представлена в форме:

$$F_3 = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 (\sigma_{ij} S_{ij}). \quad (4)$$

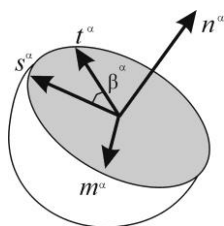


Рис. 5. Схема ориентации векторов касательного напряжения $\mathbf{t}^\alpha$ и относительного смещения $\mathbf{s}^\alpha$ бортов на поверхности трещины с нормалью $\mathbf{n}^\alpha$.

α – номер трещины в отобранной выборке сколов; β^α – угол между векторами $\mathbf{t}^\alpha$ и $\mathbf{s}^\alpha$; $\mathbf{m}^\alpha$ – вектор, лежащий в плоскости трещины и ортогональный вектору смещения $\mathbf{s}^\alpha$

Здесь σ_{ij} – тензор искоемых напряжений, S_{ij} – тензор приращений сейсмостектонических деформаций, образующихся в результате скольжения по совокупности сколовых трещин

[Мухамедиев, 1993]. Таким образом, алгоритм (3), (4) определяет энергетический критерий нахождения положения осей главных напряжений для данной совокупности сколовых трещин. Искомый эллипсоид напряжений должен доставлять максимум энергии диссипации в процессе релаксации внутренней энергии упругих деформаций на разрывных смещения.

Нахождение областей “допустимых решений”. На основе наблюдаемых закономерностей разрывообразования в горных породах при использовании сформулированных выше кинематических постулатов [Гущенко, 1981] рядом авторов были предложены графические методы реконструкции напряжений: метод *М-плоскостей* [Arthaud, 1969], *кинематический метод* [Гущенко, Сим, 1974; Гущенко, 1975; Гущенко, Сим, 1977; Гущенко и др., 1977], методы *right dihedral* [Mercier et al., 1976; Angelier, Mechler, 1977; Гущенко, Кузнецов, 1979; Angelier, 1984] и *right threhedra* [Гущенко, Кузнецов, 1979; Гущенко, 1982; Lisle, 1987]. Во всех этих методах использовались графические приемы построения векторов в сферической системе координат.

Кинематический метод, развиваемый О.И. Гущенко, в приложении к сейсмологическим СКДТ первоначально основывался на обособлении на сфере единичного радиуса двух областей отсутствия выходов соответственно осей i и k (осей сжатия и растяжения в очаге землетрясений). Центры этих областей в дальнейшем связываются с ориентацией выходов на сферу осей максимальных из растягивающих и максимальных из сжимающих девиаторных напряжений [Гущенко, Сим, 1974]. В приложении к геологическим СКДТ, где плоскость подвижки известна, в первых вариантах кинематического метода на начальном этапе требовалось построить коническую поверхность, проходящую через центр сферы единичного радиуса, которая делила на сфере области с разными направлениями перемещений вдоль плоскостей сколов из однородных выборок (по сути, эта поверхность является поверхностью Коши). При этом векторы перемещения бортов сколовых трещин строятся в полюсах плоскостей сдвига (рис. 6).

Далее для построенного на сфере следа конической поверхности определяются характерные точки симметрии, вблизи которых затем и отыскиваются выходы осей главных нормальных напряжений. Последняя операция основывается на выделении двух таких взаимно ортогональных направлений, для которых дуги больших кругов, проведенные через точки их выхода на сферу и полюс сдвиговой трещины, будут заключать в створе своего острого угла вектор перемещений сдвиговой трещины, построенный также в ее полюсе на сфере рис. 5. Подобный подход основан на проведенном в работе [Гущенко, 1975] анализе возможных вариаций векторов скольжения на различных площадках скалывания при заданной ориентации главных осей напряжений и экстремальных значениях коэффициента Лодэ – Надаи.

Наиболее простым из графических методов, с точки зрения построения алгоритмов, является метод *right dihedral* [Angelier, Mechler, 1977]. Он связан с закономерностью, впервые отмеченной в работе [McKenzie, 1969] и заключающейся в том, что при решении прямой задачи кинематические постулаты М. Ботта однозначно связывают ориентацию вектора скольжения вдоль плоскости скола с параметрами тензора напряжений [Гущенко, Кузнецов, 1979]:

$$\ell_{si}^{\alpha} = \frac{\ell_{ij}^{\alpha}}{|\tau_n|} \sum_{j=1}^3 (\sigma_i - \sigma_j) (\ell_{nj}^{\alpha})^2. \quad (5)$$

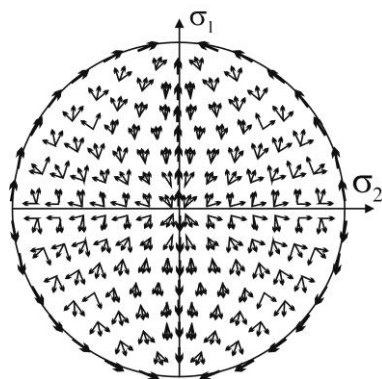


Рис. 6. Схема возможной ориентации вектора скольжения на плоскости скола (по: [Гущенко, 1979])

Ось максимального девиаторного сжатия σ_3 ортогональна плоскости рисунка. Каждая совокупность из трех векторов характеризует ориентацию вектора скольжения для случая одноосного сжатия, чистого сдвига и одноосного растяжения

При решении обратной задачи выражения (5) позволяют составить ряд неравенств, накладывающих определенные ограничения на возможную ориентацию главных осей тензора напряжений. Здесь ℓ_{si}^{α} и ℓ_{ni}^{α} – проекции на главные оси искомого тензора напряжений σ_i единичных

векторов соответственно нормали к плоскости разрыва и подвижки по ней. В частности, из (5) [Ребецкий, 2007] следует, что при любых изменениях коэффициента Лоде – Надаи должны выполняться неравенства

$$\ell_{n1}^{\alpha} \ell_{s1}^{\alpha} \geq 0, \ell_{n3}^{\alpha} \ell_{s3}^{\alpha} \leq 0. \quad (6)$$

На основании неравенств (6) каждая из трещин допускает возможное попадание осей алгебраически минимального и максимального главных напряжений в разные пары накрестлежащих квадрантов, на которые нодальные плоскости делят сферу единичного радиуса (см. рис. 7, а, б).

Алгоритм реконструкции напряжений метода *right dihedral*, развиваемого из ограничений (6), состоит в нахождении графическим способом двух областей на сфере единичного радиуса, в которых для совокупности сколовых нарушений выполняется каждое из этих неравенств. При этом область, в которой выполняется первое из неравенств (6), отождествляется с областью, где на сфере может находиться выход оси максимального из растягивающих главных напряжений, а в которой выполняется второе из неравенств (6) – с областью, выхода оси максимального сжимающего главного напряжения.

Дальнейшее развитие *кинематического метода* [Гущенко, Кузнецов, 1979] сильно сблизило его с методом *right dihedral*, когда исходными данными являлись сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений [Гущенко, 1982]. При этом выполнение для совокупности механизмов очагов неравенств (6) рассматривалось как способ создания однородных выборок данных, характеризующих однородную фазу деформирования объема. В работах [Гущенко, Кузнецов, 1979; Lisle, 1992] было также показано, что из требования совпадения на плоскости скола касательных напряжений с направлением подвижки следует дополнительное ограничение, накладываемое на ориентацию главных осей тензора в системе координат, связанной со сдвиговой трещиной

$$\ell_{m1}^{\alpha} \ell_{m3}^{\alpha} \ell_{s1}^{\alpha} \ell_{s3}^{\alpha} \geq 0, \quad (7)$$

где ℓ_{mi}^{α} – направляющие косинусы вектора $\mathbf{m}^{\alpha}$ в системе координат, связанной с главными осями тензора напряжений. Для сейсмологических данных с неизвестной плоскостью подвижки последнее неравенство не применимо. Неравенство (7) фактически накладывает ограничения на область возможного положения промежуточного из главных напряжений.

Метод right threhedra, развиваемый в работах [Lisle, 1992], полностью совпадает с более поздней модификацией кинематического метода О.И. Гущенко, ориентированной на реконструкцию тензора напряжений по геологическим СКДТ.

В работе [Гущенко, 1982] переход от равенств (5), определяющих направление вектора подвижки на произвольно ориентированной плоскости скола к неравенствам (6) и (7), доставляющим вектору подвижки широкий диапазон возможной ориентации, основан на следующем предположении: в процессе квазипластического деформирования однородного объема, реализующегося в виде сколовых смещений по трещинам, ориентация осей главных нормальных напряжений остается постоянной, но при этом допускается изменение во времени значений коэффициента Лоде – Надаи, определяемого по индивидуальным СКДТ. Этот принцип именуется принципом выделения *однородноосных объемов*.

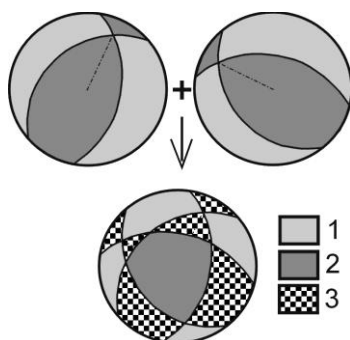


Рис. 7. Схема суммирования областей “запрета” для одной из главных осей тензора напряжений по двум механизмам очагов землетрясений

1 – области возможного выхода одной из искомых главных осей напряжений; 2 – области “запрета” по одному из механизмов; 3 – области “запрета” по обоим механизмам

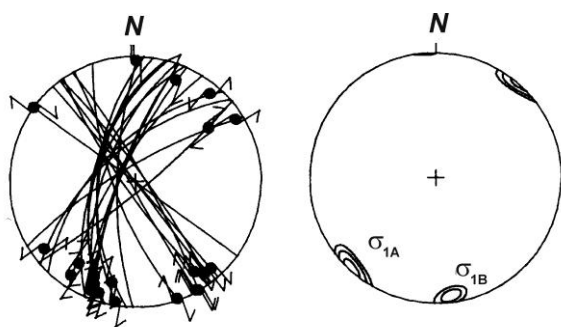


Рис. 8. Схема, иллюстрирующая процедуру нахождения на нижней полусфере положения осей главных напряжений в рамках метода локализации разрушения (по: [Hung, Angelier, 1987])

Применительно к геологическим СКДТ, в зарубежных исследованиях наиболее интенсивно развивается метод, который можно назвать методом выделения *локализации разрушения* [Capeu-Gailhardis, Mercier, 1987; Hung, Angelier, 1989]. Данный метод несет в себе элементы как метода тектонодинамического анализа П.Н. Николаева, так и элементы метода анализа экстремума “функции однородности”. Метод состоит в нанесении на палетку Вульфа (сейчас для этого используются возможности компьютерной обработки и визуализации геологических данных о разрывах и трещинах) ориентации плоскостей разрывов и направлений смещений вдоль них (рис. 8). Далее выделяют совокупности трещин, близкие в структурно-кинематическом отношении, при этом оценивается близость ориентации не только плоскостей сколов, как в методе П.Н. Николаева, но и направлений скольжения берегов трещин. При этом разные родственные ансамбли сколовых разрывов, полученные в результате указанной выше сепарации данных из одного обнажения, отождествляются с разными этапами тектонических условий нагружения исследуемой области. Затем, после выбора “функции однородности” того или иного вида производится определение параметров тензора напряжений. Сепарация данных считается удовлетворительной, если максимальное отклонение направления подвижки вдоль плоскости скола для СКДТ выборки не превышает некоторого принятого предельного значения.

Обсуждение методов. В заключение следует отметить, что определяющие постулаты дислокационного анализа используют принципы дислокационной теории пластичности, что в приложении к реальным горным породам, изначально имеющим большое число разнонаправленных поверхностей пониженной прочности, является более перспективным по сравнению с методами, построенными на принципах механики разрушения, представленными в этом разделе. В рамках этого направления удалось найти достаточно эффективные формализованные способы выделения однородно деформированных объемов, а также сочетать численные приемы нахождения максимума “функции однородности” и графические приемы, основанные на приведенных выше неравенствах. Кроме того здесь удастся, помимо ориентации главных осей тензора напряжений, определять и соотношение величин главных напряжений – коэффициент Лоде – Надаи.

К проблемам данного подхода следует отнести экспериментально наблюдаемое факт отклонение ориентации сколовых смещений от теоретически предсказываемых (до 90°). В методах нахождения максимума “функции однородности” эти расхождения связывают с неточностью экспериментальных данных [Никитин, Юнга, 1977] и локальной анизотропией на плоскости разрыва. В кинематическом методе О.И. Гущенко делается попытка объяснить эти различия в рамках предположения о постоянстве ориентации осей главных напряжений и изменчивости во времени коэффициента вида напряженного состояния (однородноосное напряженное состояние [Гущенко, 1982]). Последнее выглядит новым дополнительным постулатом, устанавливающим различную зависимость от краевых условий нагружения и свойств среды, вообще говоря, равноправных параметров тензора напряжений: углов Эйлера, определяющих ориентацию главных осей тензора, и коэффициента Лоде – Надаи, определяющего соотношение величин главных напряжений. Далее будет, что такие большие отклонения смещений вдоль сколов возможны только на стадии неустановившегося квазипластического деформирования, когда происходит постепенное вовлечение трещин в процесс

течения с начального состояния, соответствующего преодолению сопротивления сухого трения с минимальным сцеплением.

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕНЗОРА КАТАКЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Метод расчета скорости сеймотектонических деформаций по Ю.В. Ризниченко. Методы определения тензора приращений или скорости сеймотектонических деформаций за счет вклада быстрых движений по разрывам (в очагах землетрясений) впервые были описаны в работах [Ризниченко, 1965; Brune, 1968]. В них предлагалось рассматривать процесс сеймотектонического разрушения как часть процесса катакластического течения горных масс, реализующегося за счет быстрых или медленных смещений по разноориентированным разномасштабным нарушениям прочности. При этом из постулатов дислокационного анализа используются только первые два положения без введения каких-либо ограничений на направление смещения, реализующегося вдоль разрыва.

Используя предложенную Ю.В. Ризниченко модель сейсмического течения горных масс, и работу [Костров, 1975], тензор скорости необратимых деформаций, накапливаемых в объеме ΔV за счет землетрясений, запишем в следующем виде

$$S_{ij} = \frac{1}{2 \cdot \Delta V \cdot \Delta T} \sum_{\alpha=1}^A \bar{U}^{\alpha} \Omega^{\alpha} \cdot \left(\ell_{ni}^{\alpha} \ell_{sj}^{\alpha} + \ell_{nj}^{\alpha} \ell_{si}^{\alpha} \right), \quad (8)$$

где ΔT – интервал времени наблюдения, $\bar{U}^{\alpha}$ – средняя величина подвижки, Ω^{α} – площадь трещины (очага землетрясения). Поскольку уровень магнитуд напрямую связан с размером объема осреднения, то, как правило, при реконструкции параметров тензора скорости сеймотектонических деформаций регионального масштабного уровня (масштаб осреднения: первые километры – десятки километров) нижним пределом магнитуд является $M_s = 4$. Эти значения магнитуд, в свою очередь, являются верхним пределом магнитуд при реконструкции соответствующих параметров локального масштабного уровня (масштаб осреднения: сотни метров – первые километры).

Как отмечалось в работе [Лукк, Юнга, 1988], выражение (8) не позволяет устойчиво определять тензор скорости сеймотектонических деформаций в силу существенно большей его зависимости от сильных единичных землетрясений, чем от совокупности землетрясений средней интенсивности. В работе [Степанов, 1979] было предложено этот тензор рассчитывать для ограниченного интервала магнитуд. Тогда, в силу прямой связи площади разрыва с магнитудой землетрясений и зависимости амплитуды смещений от площади разрыва [Штейнберг, 1983; Wells, Coppersmith, 1994] оба параметра в (8) можно вынести из-под знака суммирования. При таком подходе за счет выбора интервала магнитуд в наиболее представительном спектре удастся решить проблему устойчивости определения тензора S_{ij} . Заметим, что в этом случае нельзя постулировать однозначную связь рассчитанного тензора с тензором приращений полных упругопластических деформаций.

Метод расчета тензора среднего механизма. С.Л. Юнгой [1979] было предложено использовать для характеристики деформационного состояния исследуемых участков литосферы вместо тензора скорости сеймотектонических деформаций тензор среднего механизма для событий, участвующих в выборке:

$$P_{ij} = \frac{1}{2A} \sum_{\alpha=1}^A \left(\ell_{ni}^{\alpha} \ell_{sj}^{\alpha} + \ell_{nj}^{\alpha} \ell_{si}^{\alpha} \right). \quad (9)$$

Здесь тензор P_{ij} нормирован так, что величина интенсивности тензора меньше единицы. Предлагается считать, что тензор среднего механизма подобен тензору скорости катакластических деформаций. Такой переход от (8) к (9) основывается на высказанном в работах К. Аки [Aki, 1972] постулате о подобии процессов сеймотектонического течения, осуществляемых за счет дефектов прочности различных размеров (землетрясений различных диапазонов магнитуд) и на требовании полноты представительности сейсмологических данных о механизмах очагов в выборке землетрясений, определяющей средний механизм.

Подобный подход использовался при оценке композитного механизма по совокупности знаков вступления продольных волн для роя землетрясений [Мишарина и др., 1975]

Метод парагенетического анализа дизъюнктивных структур. К перечисленным методам реконструкции параметров тензора катакластических деформаций следует отнести и метод парагенетического анализа дизъюнктивных структур Л.М. Расцветаева [1982, 1987], разработанный

применительно к геологическим данным о СКДТ. Основу метода составляет установленная автором зависимость от параметров тензора напряжений различных структурных форм, связанных предполагаемой общностью условий формирования. По сути используемых в методе Л. М. Расцветаева исходных данных речь должна идти о реконструкции параметров тензора деформаций, обусловленных разрывной и трещинной тектоникой. О реконструкции параметров тензора напряжений можно говорить, только подразумевая постулат об изотропии свойств и в предположении об установившемся процессе упругопластического деформирования.

Следует отметить, что используемые в методе Л.М. Расцветаева исходные данные в виде малых структурных форм имеют масштаб, отвечающий макроскопическому и наиболее низшему по линейным размерам мегаскопическому уровням и поэтому могут характеризовать тектоническое течение, наиболее приближенное по масштабу к пластическому (квазипластическое течение).

Главной проблемой метода является дешифрирование натуральных структурных рисунков с использованием разработанных Л.М. Расцветаевым базовых геомеханических моделей дизъюнктивных деформаций (шаблонов). Каждая из таких моделей характеризуется определенным дизъюнктивным структурным рисунком – закономерностью взаимосвязанного образования структур разрушения разного типа. Выделяются следующие типы структур: парные и произвольные сколы, пирамиды сжатия и растяжения, конусы сжатия и растяжения, пояса вращения и течения, системы содвига и раздвига. Следует отметить, что количественные данные с помощью этого метода получаются только в отношении определения ориентации главных осей тензора трещинных деформаций. Вид эллипсоида деформаций определяется качественным образом.

Обсуждение методов. Можно сказать, что перечисленные методы реконструкции параметров тензора приращений сеймотектонических деформаций целиком опираются на представления теории квазипластических деформаций горных пород, осуществляемых за счет смещений по множеству поверхностей пониженной прочности. В них не постулируется однозначная связь ориентации плоскости разрыва с параметрами тензора напряжений и фактически предполагается произвольность ориентации сколовых смещений.

К проблемам, не решенным в рамках представленного направления, следует отнести проблему выделения однородно деформируемых пространственно-временных объемов и разработку приемов создания однородных выборок СКДТ. Нельзя считать удовлетворительным формирование выборок для расчета тензора скорости сеймотектонических деформаций по данным о механизмах очагов, осуществляемое простым суммированием всех землетрясений, попадающих в окно наперед заданного размера (например, 1°). В этом случае возможен расчет тензора сеймотектонических деформаций за период времени, в который произойдет достаточно резкое изменение фазы деформирования, так что суммарные деформации могут быть и нулевыми. Точно так же, отсутствие критериев однородности выборки СКДТ позволяет выполнить суммирование вкладов разрывных движений для двух соседних участков, доставляющих для взаимно ортогональных направлений деформации разного знака. Такой суммарный тензор сеймотектонических деформаций также может иметь нулевые значения.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ БАЗИС МЕТОДА КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 2007], созданный в развитие методов О.И. Гущенко, Ж. Анжелье и С.Л. Юнги состоит из четырех последовательно реализуемых этапов реконструкции, на каждом из которых определяется какая-то часть компонент тензора напряжений и параметров эффективной прочности массивов горных пород. В рамках первого этапа для определения параметров эллипсоида напряжений используются фундаментальные принципы пластичности. На втором этапе для нахождения относительных компонент эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений применены обобщающие закономерности результатов экспериментальной геомеханики. На третьем и четвертом этапах для определения абсолютных значений величин напряжений используются дополнительные сейсмологические и геофизические данные. При этом на каждом последующем этапе также используются значения компонент тензора напряжений, определенные на предыдущих этапах.

Определяющие принципы теории пластичности. Алгоритм первого этапа метода CADD опирается на принцип максимума Мизеса [Misis, 1928], лежащий в основе построения современной теории пластичности

$$(\sigma_{ij} - \sigma_{ij}^*) de_{ij}^p \geq 0. \quad (10)$$

В выражении (10) σ_{ij} - действительные значения компонент напряжений, соответствующие данному значению приращений пластических деформаций (ductile strain) de_{ij}^p , а σ_{ij}^* - компоненты любого возможного напряженного состояния, лежащего внутри поверхности нагружения. Из (10) следует, что во всех случаях кроме пластической разгрузки произведение тензоров приращений пластических деформаций и напряжений не может быть отрицательным и что создание необратимой деформации требует дополнительной работы (постулата Драккера [Drucker, 1959]):

$$\sigma_{ij} de_{ij}^p \geq 0. \quad (11)$$

Следствием (10) является также условие упорядоченности компонент тензоров напряжений и приращений пластических деформаций [Черных, 1988]:

$$(\sigma_i - \sigma_j)(de_{ii}^p - de_{jj}^p) \geq 0, \quad i, j = 1, 2, 3. \quad (12)$$

Здесь de_{ii}^p - компоненты тензора приращений (increment) пластических деформаций удлинения и укорочения в направлении осей главных напряжений σ_i . Из условия (4) следует:

$$de_{11}^p \geq de_{22}^p \geq de_{33}^p \text{ при } de_{11}^p + de_{22}^p + de_{33}^p = 0. \quad (13)$$

Согласно (13) в направлении действия осей главных напряжений необратимые пластические деформации удлинения и укорочения формируются в соответствии с индексом этих осей: в направлении оси σ_1 должны формироваться деформации удлинения; в направлении оси σ_3 - деформации укорочения; в направлении промежуточной оси σ_2 деформации удлинения или укорочения, которые при этом должны быть по модулю меньше деформаций в направлении других главных осей. Последнее выражение накладывает ограничение на характер пластического течения для широкого класса материалов, включая анизотропные среды. При этом это ограничение более строгое, чем условие (6) использовавшееся в работах Ж. Анжелье и О.И. Гущенко [Angelier, 1984; Гущенко, 1979; Гущенко, Кузнецов, 1979]. Заметим, что из условия несжимаемости на стадии пластического течения (второе выражение в условии (13)) следует система неравенств (6).

Обобщение результатов экспериментальной геомеханики. Эксперименты по изучению хрупкого разрушения (brittle destruction) на образцах горных пород, представленные в работах [Mogi, 1964; Byerlee, 1968, 1978; Handin, 1969; Brace, 1972; и др.], позволили подобрать параметры эффективной прочности, определяющие согласно критерия хрупкого разрушения Кулона - Мора разрушение для широкого класса образцов как содержащих дефекты, так и без них. Дж. Байерли [Byerlee, 1978] на диаграммах провел ломаную линию через середину облака экспериментальных точек (утолщенная линия на рис. 10), для которой были получены параметры прочности, использовавшиеся в ряде работ для оценки предельных напряжения в земной коре.

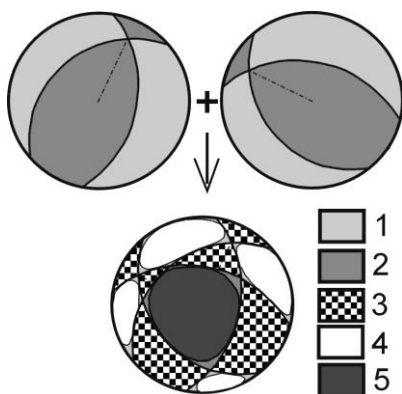


Рис. 9. Суммирование областей возможного выхода осей алгебраически максимальных и минимальных главных напряжений на нижнюю поверхность полусферы согласно неравенствам (13): а, б - квадранты сжатия (1) и растяжения (2) для двух разных механизмов очага землетрясений, в - результат суммирования квадрантов для двух механизмов. 1, 2 - области суммирования только квадрантов сжатия и растяжения согласно неравенствам (6), 3 - область, где произошло суммирование квадрантов сжатия и растяжения согласно неравенствам (6), 4, 5 - области выполнения неравенств (13) внутри квадрантов сжатия (4) и растяжения (5)

Следует отметить, что эксперименты на образцах разного начального структурного состояния (сплошные без видимых макродефектов, с видимыми подготовленными макродефектами, с надрезами) показали также достаточно широкий разброс точек на диаграмме Мора (рис. 10), отвечающих напряженному состоянию на трещинах. В область, выделяемую на диаграмме Мора между верхней предельной огибающей – *предел внутренней хрупкой прочности* и нижней линией *сопротивления сухого трения* с минимальным – нулевым сцеплением попадают все точки, характеризующие в экспериментах предельные состояния на вновь образующихся и активизирующихся старых трещинах. Данные следствия формализуются в виде неравенств для кулоновых напряжений:

$$C = \tau_n + k_s \sigma_{nn}^* \geq 0 \text{ и } C = \tau_n + k_f \sigma_{nn}^* \leq T_f \text{ при } \sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_{fl}, \quad (14)$$

где $\tau_n \geq 0$, $\sigma_{nn}^* \leq 0$ – соответственно касательное и эффективное нормальное напряжение [Terzaghi, 1943] на плоскости разрыва на плоскости разрыва с нормалью $\mathbf{n}$, p_{fl} – флюидное давление в трещинно-поровом пространстве массива, $T_f(\sigma_{nn}^*)$ и $k_f(\sigma_{nn}^*)$ – внутреннее сцепление и коэффициент внутреннего трения, в общем случае зависящие от эффективного нормального напряжения, а k_s – коэффициент поверхностного статического трения. Знак меньше означает устойчивое состояние, а равенство предельное состояние – начало образования новой трещины. Область на диаграмме, ограниченную неравенствами (14) можно именовать *областью разрушения*. Представление о попадании на диаграмме Мора точек, характеризующих напряжения на плоскости разрыва, в полосу разрушения, используется в МКА при определении на втором этапе расчета соотношения между шаровой и девиаторной компонентами искомого тензора напряжений.

Для ранее существовавших и частично залеченных трещин их прочность связана с поверхностным сцеплением T_n и сопротивлением поверхностного статического трения:

$$\tau_n + k_s \sigma_{nn}^* \leq T_n. \quad (15)$$

Точки, отвечающие предельному состоянию (15), находятся внутри области разрушения (14). Если к этим характерным границам области разрушения добавить линию сопротивления трения скольжения с коэффициентом кинематического трения $k_k < k_s$ (рис. 2), то диаграмма Мора может иллюстрировать алгоритм оценки величины касательных напряжений $\Delta \tau_n$, сброшенных на трещине в процессе создания новых или активизации старых трещин. Сброшенные напряжения определяются как разность касательных напряжений, действовавших на разрыве до τ_n^0 и после τ_n^1 смещения:

$$\Delta \tau_n = \tau_n^0 - \tau_n^1 \text{ при } \tau_n^0 > \tau_n^1 \geq 0. \quad (16)$$

В теоретических работах по механике разрушения на основе исследования закономерности изменения напряжений в окрестности трещин скалывания с трением по берегам [Райс, 1982; Осокина, Фридман, 1987] было показано, что при однородном начальном поле напряжений, действовавшем в массиве до образования (активизации) разрыва, нормальные напряжения на его берегах до и после их смещения остаются неизменными:

$$\sigma_n^0 = \sigma_n^1 = \sigma_n. \quad (17)$$

Полагая также неизменным флюидное давление и используя (6), (7) и (9) выражение (9) можно переписать в следующем виде:

$$\Delta \tau_n = \tau_n^0 + k_k \sigma_{nn}^* = T_n - (k_s - k_k) \sigma_{nn}^* \text{ при } \tau_n^0 = T_n - k_s \sigma_{nn}^* \geq 0, \tau_n^1 = -k_k \sigma_{nn}^* \geq 0. \quad (18)$$

Алгоритм расчета $\Delta \tau_n$ с помощью выражения (18) иллюстрирует рис. 11. Здесь на диаграмме Мора показан вертикальный отрезок, соединяющий точку касания с предельной линией внутренней

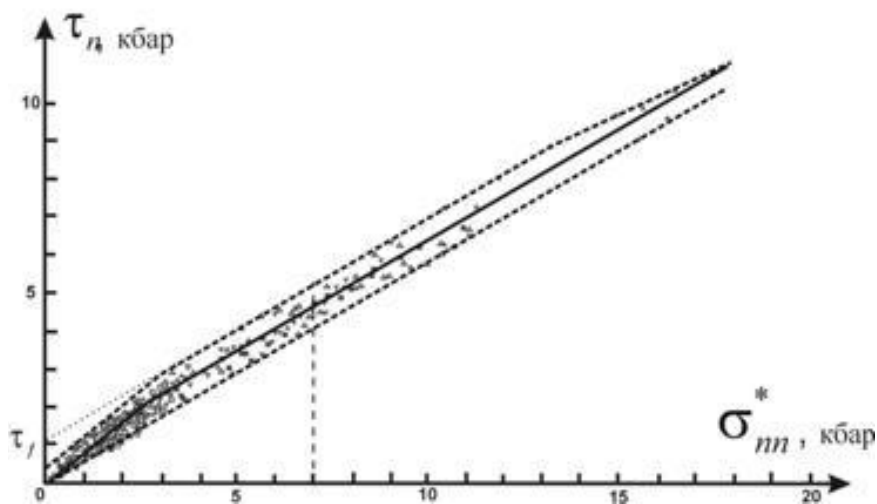


Рис. 10. Результаты лабораторных экспериментов по исследованию роли трения при разрушении образцов горных пород при высоком давлении [Byerlee, 1978]: сплошная линия проведена Дж. Байрели через середину облака точек, верхняя пунктирная линия соответствует пределу внутренней прочности, а нижняя пунктирная – минимальному поверхностному сопротивлению сил трения, область, заключенная между пунктирными линиями – *полоса разрушения*.

прочности с большим кругом Мора (A_1) напряженного состояния области, включающей в себя очаг произошедшего землетрясения, с линией кинематического трения (B_1). Длина этого отрезка (A_1B_1) равна величине разности касательных напряжений до и после землетрясения, т.е. снимаемому напряжению ($\Delta\tau_n = |\tau_n^0 - \tau_n^1|$), в случае, если направление скольжения в очаге совпадает с направлением касательного напряжения, действовавшего здесь до землетрясения. В этом случае начальное напряженное состояние отвечает пределу внутренней прочности (точка A_1 (τ_n^0, σ_{nn}^*) лежит на предельной огибающей) в выражении (18) поверхностное сцепление T_n и коэффициент поверхностного статического трения k_s необходимо заменить на T_f и k_f . В случае, если начальное напряженное состояние на трещине не попадает на предельное, верхняя точка A_2 , когда направление смещения вдоль разрыва не совпадает с направлением касательных напряжений, действовавших на его плоскости до активизации, вертикальный отрезок не доходит до линии сопротивления кинематического трения – нижняя точка B_2 .

Соотношения между сброшенными напряжениями на разрыве, эффективными нормальными напряжениями и параметрами прочности используются в МКА на третьем этапе расчета при оценки усредненной внутренней прочности массивов горных пород.

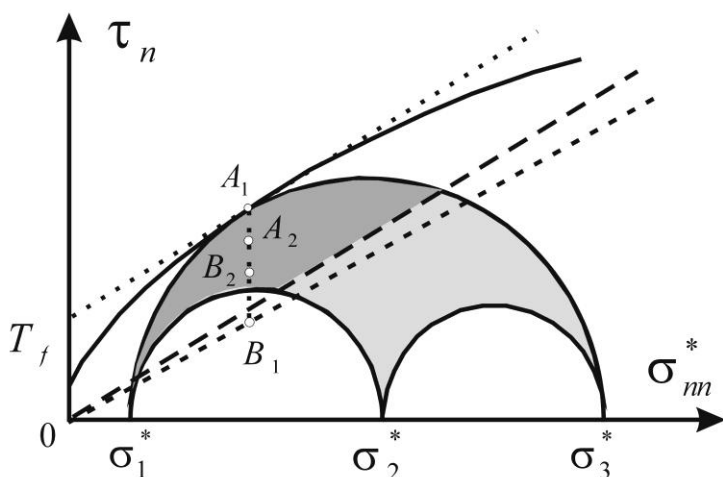


Рис. 11. Графический способ оценки сбрасываемых напряжений на диаграмме Мора:

A_1B_1 – сброшенные напряжения для площадке разрыва, совпадающей с плоскостью внутреннего трения;
 A_2B_1 – сброшенные напряжения для площадки разрыва, несовпадающей с плоскостью внутреннего трения;
 A_1B_2 – сброшенные напряжения для площадки разрыва, вдоль которой направление смещения не совпадает с направлением касательных напряжений.

Область светло-серой заливки внутри большого круга Мора, отсекаемая малыми кругами Мора, определяет возможные напряженные состояния на разноориентированных наклонных площадках. Область темно-серой заливки определяет напряженных состояний на трещинах, которые могут активизироваться при выполнении условия (15) в виде равенства – *полоса разрушения*. Сплошная линия – предел внутренней прочности с учетом флюидного давления. Удлиненный пунктир – минимальное сопротивление поверхностного статического трения. Точечная прямая линия – линейная аппроксимация предельной кривой. Удлиненный пунктир – сопротивление поверхностного кинематического трения

АЛГОРИТМ МКА И ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНИЙ

Первый и второй этапы реконструкции напряжений в МКА. МКА следует рассматривать как развитие хорошо известных методов [Гущенко, 1975; Никитин, Юнга, 1977; Etchecopar, et al., 1981; Angelier, et al., 1982; Гинтов, Исай, 1984; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Lisle, 1987], выполненное с применением положений, вытекающих из теории пластичности и хрупкого разрушения. На первом этапе МКА при определении ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде – Надаи осуществляется подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого совокупность анализируемых механизмов очагов землетрясений доставляет максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Ребецкий, 1997, 1999, 2001]. Исходными данными на этом этапе являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений. Важнейшим критерием метода, позволяющим осуществлять отбор в пятимерном пространстве (обычное метрическое пространство, время, энергетический масштаб событий) механизмов очагов землетрясений, является требование уменьшения энергии упругих деформаций в результате землетрясения на искомом тензоре напряжений (11). Этот критерий вместе с максимальным принципом (10) является следствием приложения к совокупности разрывных деформаций критериев теории пластичности.

Подбираемые совокупности землетрясений, удовлетворяющие указанному условию (11), именуются однородными выборками землетрясений. Механизмы очагов землетрясений из этих выборок с одной стороны позволяют на полусферах σ_1 и σ_3 локализовать области возможно выхода этих осей (см. рис. 9) за счет требования выполнения неравенств (13) при $\varepsilon_{ii}^\alpha = n_i t_i$ (n_i и t_i – направляющие косинусы нормалей для нодальных плоскостей в системе координат главных осей напряжений $i=1,2,3$), а с другой рассчитывать приращение тензора сейсмостектонических деформаций S_{ij} на основе выражения, подобного (9) [Ребецкий, 2007]. Для нахождения единственного решения для эллипсоида напряжений используется максимальный принцип (10) в том виде (4) как это было предложено в работе [Мухамедиев, 1993].

Заметим, что все методы, перечисленные сделанном в начале статьи обзоре, позволяют получить этот же набор данных отдельно для тензора напряжений, а методы [Ризниченко, 1977; Степанов, 1979; Юнга, 1990] отдельно для тензора приращений сейсмостектонических деформаций. Ни в одном из методов кроме МКА нет алгоритма, взаимно увязывающего определение параметров этих двух тензоров. После первого этапа МКА мы можем говорить о том, что определяются параметры тензора напряжений σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$ – индексы координатных осей ортогональной системы, например, географической) с точностью до двух неизвестных характеристик тензора напряжений, инвариантных к выбору системы координат, которыми являются всестороннее тектоническое давление p и модуль максимального касательного напряжения τ :

$$\sigma_{ij} = \sigma_o \delta_{ij} + \tau [(1 - \mu_\sigma) \ell_{1i} \ell_{1j} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3i} \ell_{3j} + \mu_\sigma \delta_{ij}], \quad (19)$$

$$\sigma_o = -(p + \tau \mu_\sigma / 3) \delta_{ii} = 1, \quad \delta_{ij} = 0 \text{ при } i \neq j.$$

Здесь ℓ_{ki} – направляющие косинусы главных осей напряжений ($k = 1, 2, 3$) в выбранной системе координат ($i=x, y, z$) и μ_σ – коэффициент Лоде – Надаи ($|\mu_\sigma| \leq 1$), характеризующий вид эллипсоида напряжений, определены после первого этапа реконструкции, а σ_o представляет собой значение нормальных напряжений, действующих на плоскости максимальных касательных напряжений, содержит два неизвестных после первого этапа параметра: p и τ .

Создание таких однородных выборок механизмов очагов землетрясений является важнейшим результатом первого этапа. Эти выборки являются основой расчета относительных величин напряжений в процессе второго этапа реконструкции. На этом этапе [Ребецкий, 2003, 2005] для определения всестороннего давления и максимальных касательных напряжений алгоритм МКА в качестве дополнительного положения использует результаты по разрушению образцов горных пород [Byerlee, 1978]. Анализ этих результатов позволяет выделить на диаграмме Мора полосу хрупкого

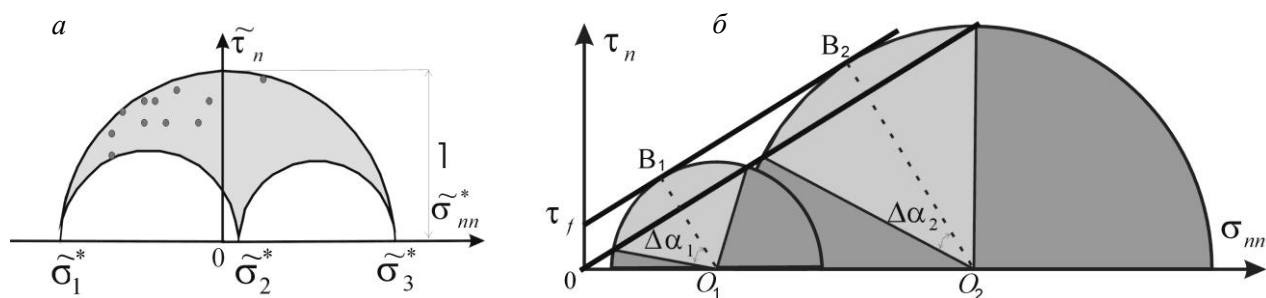


Рис. 12. *а* - редуцированная диаграмма Мора. Точки определяют редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на плоскости разрыва – в очаге землетрясения из однородной выборки. *б* - круговая диаграммы Мора и области разрушения для разной интенсивности напряженного состояния, характеризуемых разным разбросом в ориентации плоскостей трещин ($\Delta\alpha_1 > \Delta\alpha_2$). Линии минимального сопротивления сухого трения на существующих разломах (пунктир) и предела внутренней прочности (сплошная линия) для общего случая напряженного состояния. Темно-серым цветом закрашена область допустимого положения площадок скалывания при вариации сцепления $0 \leq \tau_s^i \leq \tau_f$; Светло-серым – другие области возможных состояний на произвольных площадках разрушения

которая определяет возможные напряженные состояния (рис. 11) как для вновь возникающих разрывов, так и для ранее возникших и вновь активизировавшихся разрывов [Ребецкий, 2007]. Эти состояния заключены между двумя характерными кривыми на диаграмме Мора, которыми являются внешняя предельная огибающая (предел прочности) и линия минимального сопротивления статического трения (14). Заметим, что в выражениях (14) эффективное нормальное напряжение учитывает в соответствии с законом К. Терцаги [1961] влияние на хрупкое разрушение флюидного давления p_f , возникающего в трещинно-поровом пространстве

($\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_f$). В работе [Гинтов, 2005] закон Кулона - Мора, определяющий предельные напряженные состояния (второе выражение в (14)), применялся для оценки соотношения главных значений тензора напряжений. Использование диаграммы Мора и области разрушения для оценки величин напряжений предлагалось в работе [Angelier, 1989] для геологических данных.

В МКА вводится аппроксимация предельной огибающей (см. рис. 11) прямой линией, параллельной линии поверхностного статического трения ($k_s = k_f = \text{const}$). Эта аппроксимация в дальнейшем позволяет на основе анализа разброса точек на редуцированной диаграмме Мора (см. рис. 12, *а*), характеризующих редуцированные напряжения в очагах землетрясений из однородных выборок, находить значения относительных величин максимальных касательных напряжений τ/τ_f и эффективного всестороннего давления p^*/τ_f ($p^* = p - p_f$), определяемых с точностью до неизвестного значения эффективного внутреннего сцепления породного массива τ_f [Ребецкий, 2005]. Такая возможность связана с уменьшением относительного размера области разрушения, выделяемой в большом круге Мора по мере увеличения интенсивности напряженного состояния (рис. 12, *б*). Следует специально отметить, что получаемые в результате реконструкции данные о параметрах напряженно-деформированного состояния являются осредненными с масштабами осреднения, зависящими от магнитудного уровня данных о механизмах очагов землетрясений и от плотности распределения сейсмических событий.

Пример расчет параметров эллипсоида напряжений и сейсмотектонических деформаций для земной коры северо-западного участка Тихоокеанской субдукционной области. С целью изучения особенности напряженного состояния в областях подготовки сильных землетрясений на примере северо-западного участка Тихоокеанской сейсмофокальной области нами был создан региональный каталог механизмов очагов землетрясений, основой которого являлся мировой каталог сейсмологических данных, размещенный на Веб-узле Гарвардского университета <http://www.globalcmt.org>. В него вошли 1220 землетрясений с магнитудами более 4.7, произошедшие с 1976 г по июнь 2006 г, на глубинах до 100 км (см. рис. 13). За период наблюдений в регионе возникло 26 сильных землетрясений с магнитудами более 7, включая Шикотанское землетрясение с $M=8.26$ (4.10.1994). Магнитудный диапазон созданного регионального каталога (рис. 13) и плотность

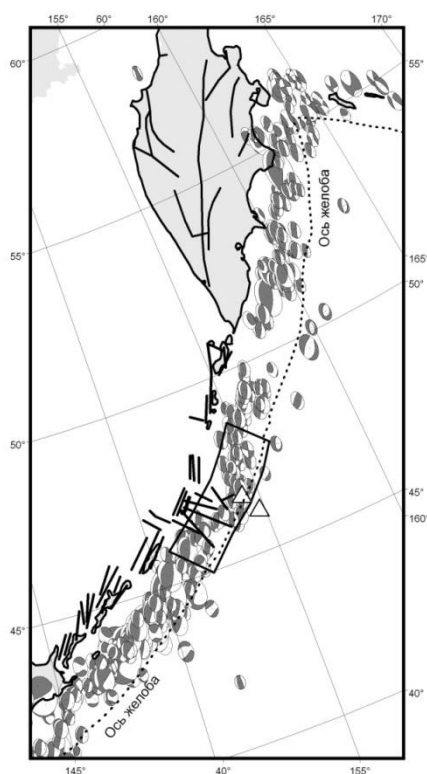


Рис. 13. Механизмы очагов наиболее сильных коровых землетрясений с $M > 5.5$ из каталога, использованного для реконструкции напряжений. Треугольники – гипоцентры двух Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг, точечный пунктир – ось океанического желоба, сплошные линии – разломы

распределения эпицентров землетрясений позволяли выполнить реконструкцию параметров напряженного состояния с осреднением 30-50 км. Поскольку более 600 событий произошло на глубине более 30 км, а 250 событий находились на глубинах более 50 км, то реконструкция параметров напряженного состояния выполнялась в узлах сетки $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ расположенной на глубинах 20 км, 40 км и 60 км. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений (первый этап реконструкции) удалось завершить для соответственно 778, 835 и 663 квазиоднородных доменов для глубин 20 км, 40 км и 60 км при числе землетрясений в таких выборках не менее шести. Следует заметить, что шаг сетки меньше характерного размера, определяющего масштаб осреднения напряжений и равного 50-100 км. Он был выбран таким с тем, чтобы уже на стадии расчета сгладить пространственные изменения напряжений и приблизить домены с определяемыми параметрами напряжений к очагу Симуширского землетрясения (СЗ), данные о снимаемых напряжениях которого будут нами использоваться в процессе расчета. Здесь мы будем представлять только результаты реконструкции для 20 км глубинного уровня.

Реконструкция параметров эллипсоида напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, выполненная в рамках первого этапа МКА, позволила построить карты ориентации главных осей тензора напряжений, типа тензора напряжений и напряженного состояния. На рис. 13 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей алгебраических максимального и минимального из главных напряжений, построенные в направлении их погружения для доменов, центры которых располагались на глубине 20 км. Отметим, что при построении осей результаты реконструкции прореживались для удобства графического изображения.

Оси алгебраически минимального главного напряжения σ_3 (рис. 14, а) полого погружаются на юго-восток (средний азимут простираения – 135° , средний угол погружения близко к 19°). Погружение этих осей уменьшается с приближением к островной дуге, в отдельных точках здесь имеет место смена погружения. Достаточно резкая смена простираения осей σ_3 имеется в области сопряжения Камчатского участка субдукционной области с алеутским сегментом. Оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (рис. 14, б) круто погружаются в направлении задугового бассейна. Среднее значение угла погружения 62° . Наблюдаются большие отклонения этих осей от среднего простираения (азимут 290°), чем это имеет место для σ_3 . Особо здесь следует выделить два участка: сопряжение камчатского и алеутского сегментов субдукционных областей и юго-западный вблизи о. Хоккайдо, где оси этих напряжений сменяют свою ориентировку более чем на 45° . Полученная по результатам реконструкции ориентация осей главных напряжений, определяющая: пологое погружение оси максимального сжатия под океаническую плиту, крутое погружение оси минималь-

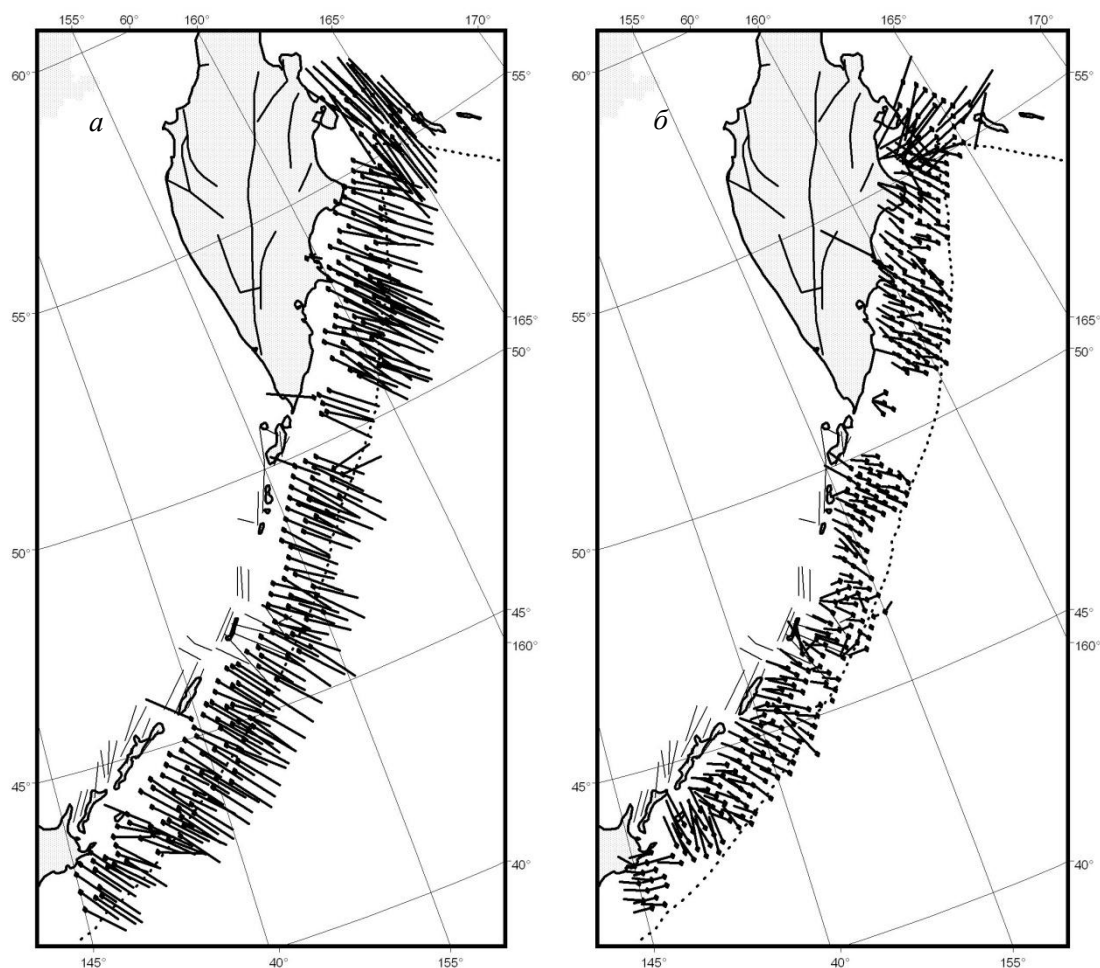


Рис. 14. Проекция на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия (а) и растяжения (б)

ного сжатия под субконтинентальную и простирание промежуточного главного напряжения вдоль линеамента океанического желоба является типичной ориентацией главных напряжений в субдукционных областях [Ребецкий, 2007]. Используя схему районирования земной коры по геодинамическим режимам (рис. 15) [Гущенко, 1979, 1996; Ребецкий, 2007], заметим, что подобное положение осей главных напряжений определяет наличие здесь преимущественного режима горизонтального сжатия (рис. 16, а). Некоторое отклонение от этого режима наблюдается в северо-восточном и юго-западном сегментах дуги. В первом сегменте появляются обширные области режима горизонтального сдвига в обстановке сжатия, а во втором – сдвигового режима. Сдвиговый режим также появляется в коре вдоль побережья Камчатки, начиная от п-ва Шипунский.

Очень однородным выглядит и распределение характеристики тензора напряжений, определяемой значениями коэффициента Лоде – Надаи (рис. 16, б). Практически везде здесь имеет место тензор чистого сдвига, когда алгебраически максимальное и минимальное главные девиаторные напряжения близки друг к другу по абсолютной величине и противоположны по знаку (промежуточное главное девиаторное напряжение равно нулю). Отличия от этого типа тензора (эллипсоида напряжений) имеются в ранее указанных юго-западном и северо-восточном концевых участках рассматриваемой области.

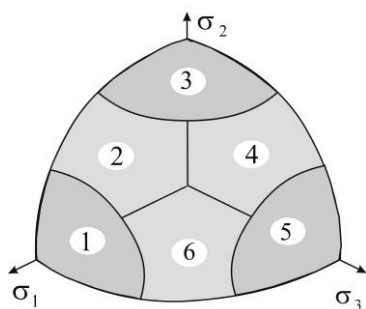


Рис. 15. Схема районирования земной коры по геодинамическим режимам. Большие дуги квадранта, лежащие в плоскостях действия осей главных напряжений, разделены на 30° . При попадании оси на Зенит в сектора, прилегающие к осям главных напряжений, имеют место главные режимы: 1 – горизонтального сжатия, 3 – горизонтального сдвига, 5 – горизонтального растяжения. Область между этими секторами разделана на равные участки промежуточных геодинамических режимов: 2 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 4 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 6 – вертикальный сдвиг

Указанная выше особенность в устойчивой ориентации осей главных напряжений для субдукционных областей отражается в устойчивой ориентации касательных напряжений, действующих на субгоризонтальных площадках (рис. 17, а). Эти напряжения для площадок, нормали которых направлены к центру Земли, показывают, в каком направлении к коре приложены воздействия со стороны мантии. В рассматриваемой области эти касательные напряжения практически всюду направлены по нормали к желобу. Подобная их ориентация соответствует представлениям о конвективном механизме воздействия мантии на поддвигающуюся океаническую литосферную плиту (рис. 17). Следует особо отметить, что направление действия данных напряжений является наиболее устойчивым даже в сравнении с ориентацией осей напряжений максимального сжатия, что позволяет рассматривать касательные напряжения, действующие на субгоризонтальных площадках в качестве активного воздействия, формирующего напряженное состояние в соответствии со структурным строением исследуемого участка.

Как выше отмечалось, МКА единственный из существующих методов, позволяющий определить одновременно с параметрами тензора напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций. В нем появляется возможность сравнить эллипсоиды напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций, используя выражение $A = \sqrt{(\bar{s}_{ij} - \bar{S}_{ij})(\bar{s}_{ij} - \bar{S}_{ij})}$, где $\bar{s}_{ij}$ и $\bar{S}_{ij}$ – нормированные компоненты соответственно девиатора тензора напряжений и тензора приращений сейсмостектонических деформаций. Нормировка при расчете скалярного коэффициента анизотропии A производится на максимальное касательное напряжение и максимальную деформацию сдвига соответственно. Если эллипсоиды напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций подобны (главные оси совпадают, а коэффициенты Лодэ – Надаи равны), то величина $A = 0$, а механические свойства среды, для которой было получено данное значение, являются изотропными. Максимальные различия указанных тензоров определяют значения $A \approx 3$. Значения $A > 0$ определяют различную степень анизотропии среды.

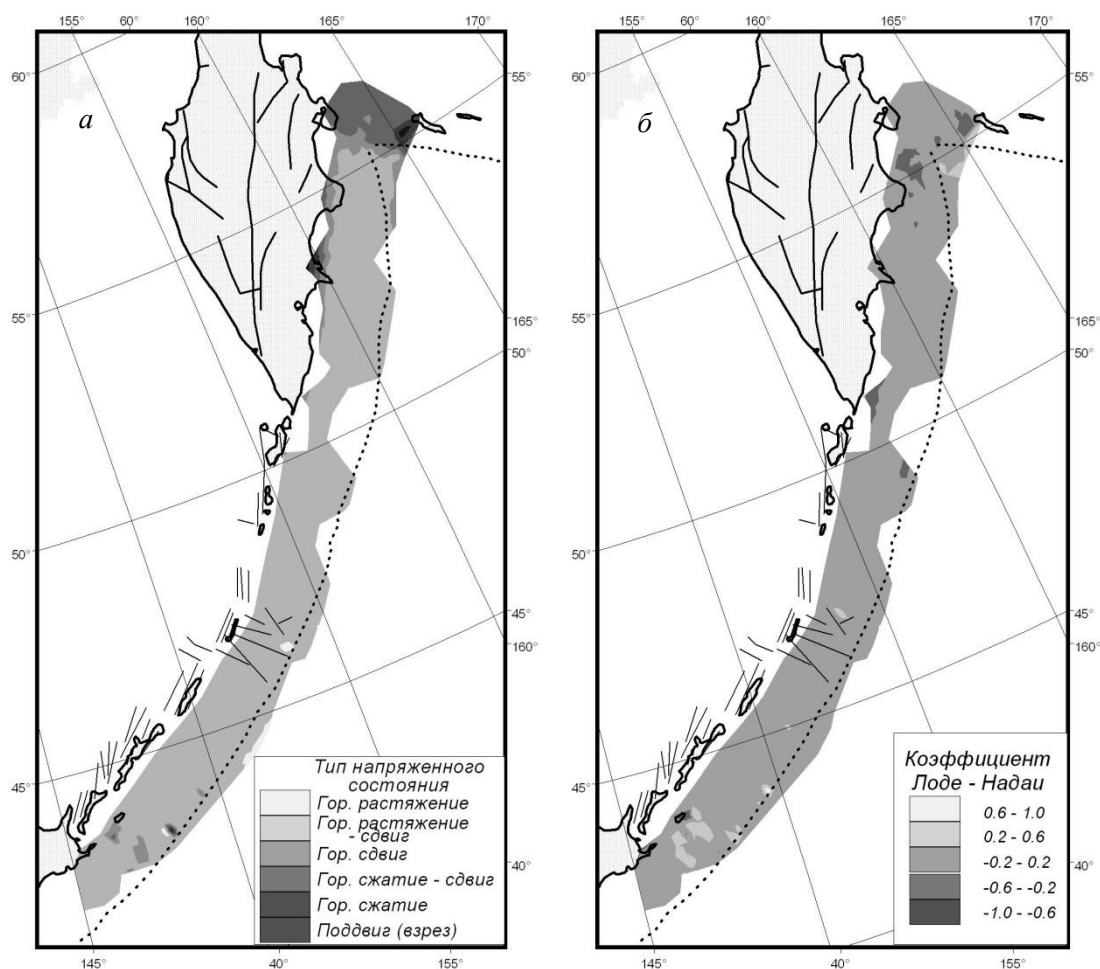


Рис. 16. Районирование по типу напряженного состояния (а) и виду тензора напряжений, определяемого значениями коэффициента Лодэ – Надаи (б)

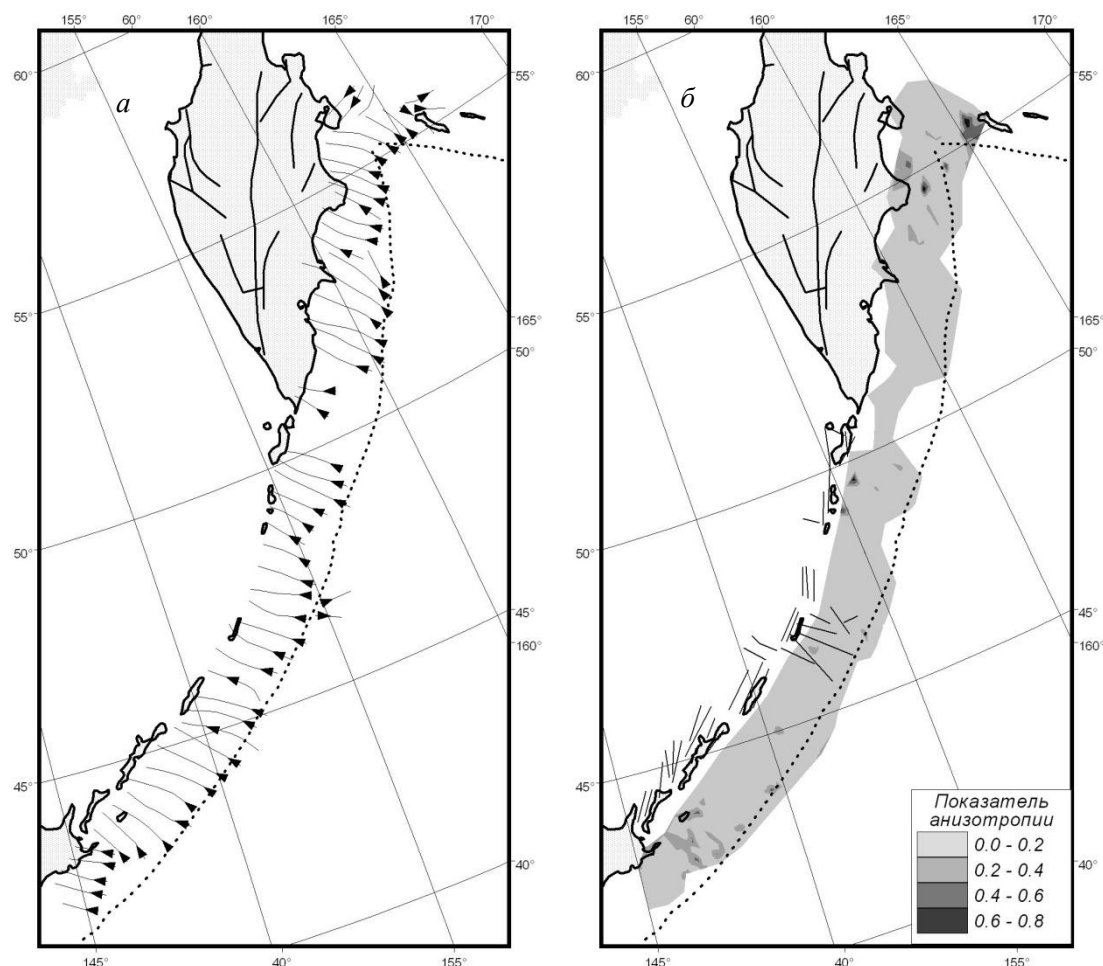


Рис. 17. Направления поддвиговых касательных напряжений (*а*) и районирование по степени подобия эллипсоидов напряжений и приращений сеймотектонических деформаций (*б*)

Расчеты скалярного коэффициента анизотропии A позволили выявить участки, для которых эллипсоиды напряжений и приращений сеймотектонических деформаций не были подобны (рис. 17, *б*). К таким участкам относятся сегменты вблизи сочленения Камчатской и Алеутской субдукционных областей, а также вблизи о. Шикотан. Если для первого сегмента анизотропия скорее всего связана с резким изгибом субдуцирующей литосферной плиты, то для второго – возможно определяется особенностями глубинного строения коры.

Пример расчета редуцированного эффективного давления и максимальных касательных напряжений. Созданные для каждого из 778 доменов однородные выборки механизмов очагов землетрясений (глубина 20 км) в соответствии с алгоритмом МКА позволили рассчитать относительные величины эффективного всестороннего давления p^* / τ_f (рис. 18, *а*) и максимальных касательных напряжений τ^* / τ_f . Для исследуемого района наблюдается достаточно мозаичное распределение эффективного всестороннего давления (вдоль островов Итуруп и Уруп, а также вдоль побережья Камчатки). Наряду с этим имеется несколько крупных участков (протяженностью 150-250 км), в пределах которых этот параметр относительно постоянен, причем его значения от 4 до 12 отвечают среднему уровню. Это участки вблизи островов. Шикотан, о. Симушир и о. Парамушир, а также вблизи сочленения Камчатской и Алеутской областей субдукции.

На рис. 18, *б* показано распределение отношения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления τ / p^* . Оно в исследуемом районе меняется от 0.5 до 1.7. При этом наибольшие значения соответствуют наименьшему уровню эффективного всестороннего давления (рис. 11). Более темные цвета заливки серого цвета на рис. 18, *б* отвечают областям среднего и ниже среднего уровня эффективного всестороннего давления, т.е. тем областям, которые в соответствии с изложенной в начале работы концепции являются потенциально опасными для их полного разрушения при динамическом развитии разрыва.

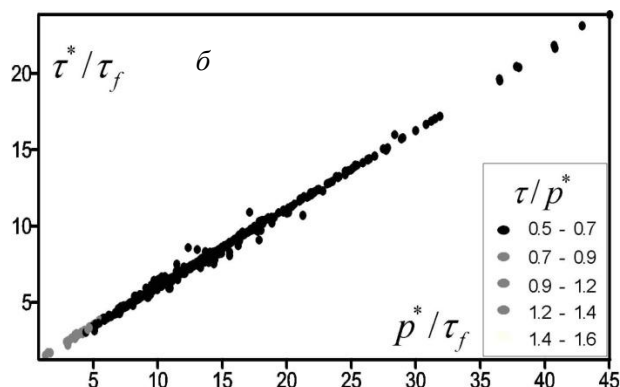
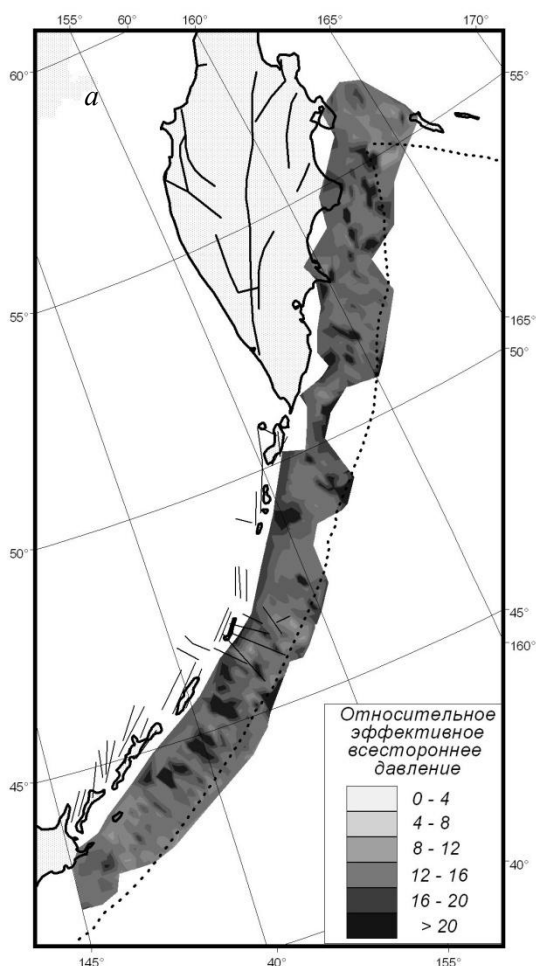


Рис. 18. Распределение относительного эффективного всестороннего давления p^*/τ_f (а) и соотношение относительной величины эффективного всестороннего давления p^*/τ_f и максимального касательного напряжения τ^*/τ_f (б). Разными оттенками серого цвета показано изменение соотношения τ/p^*

Отметим, что значение $\tau/p^* \approx 0.6$ соответствует принятой в расчетах второго этапа МКА величине эффективного, т.е. отвечающего масштабу осреднения, коэффициента внутреннего трения массивов горных пород k_f . При больших значениях напряжений правая часть τ_f выражения (14) дает небольшой вклад в сопротивление разрушению на скалывание, основное сопротивление генерируется силами трения $k\sigma_n^*$.

Третий этап МКА, определение эффективного сцепления горных массивов. Дальнейшее развитие МКА связано с созданием алгоритма оценки эффективного внутреннего сцепления τ_f горных массивов. Из экспериментов по хрупкому разрушению образцов горных пород известно, что наиболее прочные породы коры обладают прочностью внутреннего сцепления не более 100 МПа. Увеличение размеров образцов приводит к снижению прочности внутреннего сцепления. В законе Байерли [Byerlee, 1978], определяющем прочностные характеристики совокупности трещиноватых образцов, величина внутреннего сцепления на участке относительно высокого уровня бокового обжима принимается равной 50 МПа (500 бар). Можно ожидать, что значения эффективной прочности внутреннего сцепления массивов пород будут еще меньше для масштабов осреднения в сотни метров – десятки километров, т.е. для тех масштабов, которым отвечают напряжения, получаемые по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 0 до 7.

В МКА алгоритм оценки величины τ_f строится на привлечении в качестве дополнительной информации сейсмологических данных о величине напряжений, снимаемых в очаге сильного землетрясения [Ребецкий, Маринин, 2006а, б], произошедшего в регионе, для которого выполнены первые два этапа расчета. При этом необходимо, чтобы данные о напряженном состоянии, полученные после первых этапов МКА, относились к периоду времени, максимально приближенному ко времени сильного события, а магнитуда этого землетрясения должна превышать магнитуды землетрясений, участвовавшие в определении параметров тензора напряжений. Важно, чтобы характерный линейный размер очага был не меньше характерного линейного размера,

определяющего масштаб осреднения параметров напряжений, получаемых в результате реконструкции.

Алгоритм расчета связан с двумя важными положениями МКА. Во-первых, данные о параметрах эллипсоида напряжений позволяют осуществить выбор одной из двух нодальных плоскостей механизмов очагов землетрясений. Для этого в методе существует критерий:

$$(\tilde{\tau}_n + k_s \tilde{\sigma}_{nn}) - (\tilde{\tau}_s + k_s \tilde{\sigma}_{ss}) > 0. \quad (20)$$

Основу этого критерия составляет расчет редуцированных кулоновых напряжений. В качестве реализованной плоскости выбирается нодальная плоскость, для которой значения кулоновых напряжений больше. В выражении (20) n и s – индексы нормалей к нодальным плоскостям механизмов очага анализируемого землетрясения. Анализ применимости подобного критерия на примере большого числа сильных событий, для которых реализованная плоскость была определена геологическими или сейсмологическими методами, показал хорошую его надежность [Ребецкий, 2007]. Имеются свидетельства о хорошем соответствии этого критерия природному процессу и при анализе слабых событий [Добрынина, 2008].

Вторым важнейшим положением МКА является возможность после первых двух этапов рассчитывать с точностью до нормировки на неизвестную величину τ_f касательные напряжения $\Delta\tau_n$, снимаемые вдоль произвольно ориентированной плоскости разрыва (см. рис. 11):

$$\langle \Delta\tau_n / \tau_f \rangle = \tilde{\tau}_n \langle \tau / \tau_f \rangle + k_k (\tilde{\sigma}_{nn} \langle \tau / \tau_f \rangle - \langle \sigma_o^* / \tau_f \rangle), \text{ при } \sigma_o^* = -(p^* + \tau\mu_\sigma / 3) \text{ и } p^* = p - p_\beta. \quad (21)$$

Здесь k_k – коэффициент поверхностного кинематического трения. В правой части выражения (21) параметры, заключенные в треугольных скобках, определяются после второго этапа реконструкции, а редуцированные напряжения $\tilde{\tau}_n$, $\tilde{\sigma}_{nn}$ – после первого этапа:

$$\tilde{\sigma}_{nn} = (1 - \mu_\sigma) \ell_{1n}^2 - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3n}^2 + \mu_\sigma, \quad \tilde{\tau}_{ns} = (1 - \mu_\sigma) \ell_{ni} \ell_{sj} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3n} \ell_{3s}. \quad (22)$$

Значения редуцированных нормальных и касательных напряжений $\tilde{\sigma}_{nn}$ и $\tilde{\tau}_n$, действующих на плоскости разрыва, порождающего землетрясения, определяют положения точек на редуцированной диаграмме Мора, которая может быть получена путем нормировки девиаторных компонент тензора напряжений на τ и вычитания из нормальных напряжений величины, отвечающей нормальным напряжениям (σ_o) на площадках действия максимальных касательных напряжений (рис. 11):

$$\sigma_{nn} = \sigma_o + \tau \tilde{\sigma}_{nn}; \quad \tau_{ns} = \tau \tilde{\tau}_{ns}. \quad (23)$$

Здесь n – индекс нормали к одной из нодальных плоскостей, которая реализована в виде очага землетрясения, s – индекс вектора, лежащего в плоскости разрыва и определяющего направление действия касательного напряжения.

Используя данные первых двух этапов МКА и рассчитав из выражения (21) относительную величину $\langle \Delta\tau_n / \tau_f \rangle$, можно переходить к оценке τ_f . Для этого в качестве дополнительных данных следует использовать значение напряжений $\Delta\tau_n$, снятых при сильном землетрясении:

$$\tau_f = \frac{\Delta\tau_n}{\langle \Delta\tau_n / \tau_f \rangle}, \quad (24)$$

в котором величина $\Delta\tau_n$ определяется по сейсмологическим данным [Костров, 1975]:

$$\Delta\tau_n = 2\mu E_s / M_o. \quad (25)$$

Расчет $\Delta\tau_n$ осуществляется по данным об энергии, излученной в упругих волнах E_s , о сейсмическом моменте M_o и модуле сдвига μ (для коры $\mu \approx 3 \cdot 10^{10}$ МПа). Этот набор данных, как и данные о реализованной при землетрясении плоскости разрыва, даются сейсмологами для

сильных землетрясений ($M > 6.5-8$). Значение E_s и M_o можно получить, используя их зависимости от разных типов магнитуд землетрясения, например:

$$M_w = 2/3 \cdot (\log M_o - 9.1), M_e = 2/3 \cdot \log E_s - 2.9, \quad (26)$$

где величины E_s и M_o представлены в Н м (Дж).

Важно также отметить, что параметры напряжений, подставляемые в выражение (19), должны отвечать периоду осреднения, предшествовавшему сильному землетрясению, данные о сбрасываемых напряжениях которого будут использоваться для определения τ_f . Например, использование каталога механизмов очагов землетрясений с диапазоном магнитуд от 4.5 до 7 позволяет говорить о том, что реконструированные параметры тензора напряжений отвечают масштабу осреднения 30-100 км (конкретное значение зависит от плотности распределения эпицентров землетрясений), а диапазон магнитуд от 2.5 до 6 – масштабу осреднения 5-20 км. Для указанных случаев землетрясение, данные о сбрасываемых напряжениях которого используются для оценки внутреннего сцепления, должно иметь магнитуду не менее 7.5 и 6.5 соответственно, т.е. область очага должна быть не меньше окна осреднения напряжений.

Если в регионе, для которого выполнены первые два этапа реконструкция напряжений по МКА, произошло сильное землетрясение и для него из сейсмологических данных известна величина сброшенных напряжений, то рассчитав для этого землетрясения согласно выражению (21) относительную величину $\langle \Delta \tau_n / \tau_f \rangle$, можно оценить значение эффективной прочности породного массива τ_f . После оценки τ_f можно рассчитать абсолютные значения максимальных касательных напряжений τ и эффективного всестороннего давления p^* , используя результаты расчетов второго этапа, т.е. данные $\langle \tau / \tau_f \rangle$ и $\langle p^* / \tau_f \rangle$.

$$\sigma_{ij}^* = -\left(\langle p^* / \tau_f \rangle + \langle \tau / \tau_f \rangle \mu_\sigma / 3 \right) \delta_{ij} + \langle \tau / \tau_f \rangle \left[(1 - \mu_\sigma) \ell_{1i} \ell_{1j} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3i} \ell_{3j} + \mu_\sigma \delta_{ij} \right] \tau_f, \quad (27)$$

В выражении (27) в квадратных скобках стоят параметры эллипсоида напряжений, определяемые после первого этапа реконструкции напряжений, в треугольных скобках $\langle \tau / \tau_f \rangle$ и $\langle p^* / \tau_f \rangle$ определены после второго этапа, а τ_f результат работы алгоритма МКА на третьем этапе.

Пример расчета эффективного сцепления горных массивов по сейсмологическим данным для Симуширского землетрясения. Пример расчета τ_f покажем, используя сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений для СЗ. Наиболее представительный диапазон магнитуд землетрясений из этого каталога для исследуемого участка коры $5.5 > M_w > 6.5$ и плотность распределения их эпицентров позволяли говорить о масштабе осреднения параметров напряжений 50-70 км, т.е. получаемые данные о напряжениях отвечали средним для коры в целом. Согласно сейсмологическим данным СЗ имело следующий механизм очага: 1-ая нодальная плоскость Strike=215, Dip=15, Rake=92; 2-ая нодальная плоскость Strike=33, Dip=75, Rake=89. Инверсия сейсмических записей (http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/poster/2006/20061115_image.php), показала, что реализованной в виде очага землетрясения являлась первая нодальная плоскость, которая соответствовала пологому погружению субдуцирующей океанической плиты под субконтинентальную плиту и имела протяженность вдоль желоба порядка 400 км, а в поперечном направлении порядка 130 км.

На рис. 19, а показано распределение нормальных и касательных напряжений на нодальных плоскостях землетрясений, выбранных МКА в качестве реализованных согласно критерию (20). Здесь также показаны напряжения для двух нодальных плоскостей, отвечающих очагу СЗ. Видно, что пологая нодальная плоскость дает точку (пятиугольник с белой заливкой) вблизи точки, отвечающей углу внутреннего скалывания, а остальные землетрясения создают плотное облако точек вблизи касания внешней огибающей большого круга Мора. Вторая нодальная плоскость имеет напряжения, определяющие точку на диаграмме Мора значительно правее линии минимального сопротивления сухого трения.

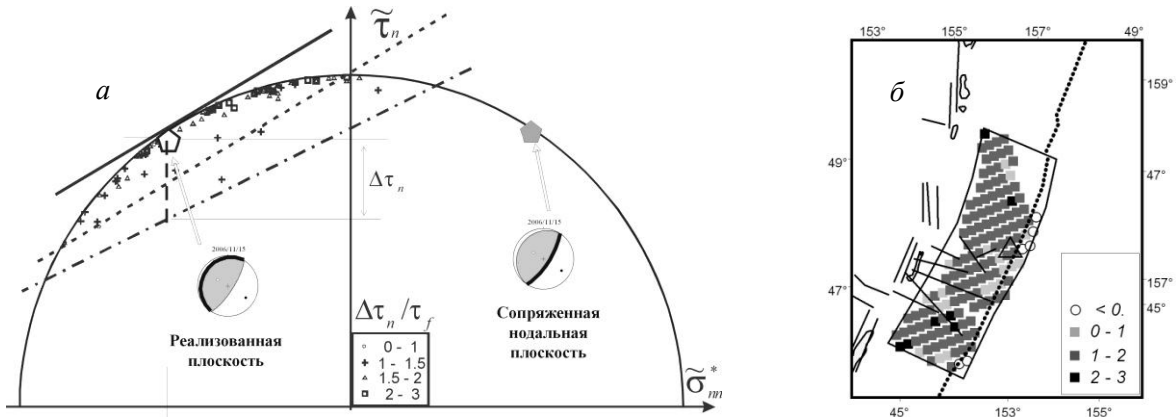


Рис. 19. Параметры очага Симуширского землетрясения: *а* – выбор в рамках МКА одной из двух нодальных плоскостей (утолщенный полукруг на изображении механизма очаг) в виде реализованного разрыва, используя редуцированную диаграмму Мора (линия, касательная к большому кругу Мора, – предел прочности, пунктирная линия – минимальное сухое статическое трение, штрих-пунктирная линия – сухое кинематическое трения); *б* – распределение относительной величины сброшенных напряжений $\Delta\tau_n/\tau_f$ в пределах очага землетрясения (прямоугольная область)

Для оценки τ_f использовались сейсмологические данные об энергетических параметрах СЗ. По данным, представленным на Веб-узле Гарвардского университета, величина энергии, выделившейся в сейсмических волнах E_s , и сейсмический момент M_o СЗ, были соответственно равны: $7.4 \cdot 10^{16}$ Дж и $3.4 \cdot 10^{21}$ Дж. Используя данные об энергии, выделившейся при СЗ, из выражения (25) находим $\Delta\tau_n \approx 1.7$ МПа (17 бар).

С другой стороны, величину сброшенных напряжений с точностью до нормировки на неизвестное значение эффективного сцепления массивов пород τ_f можно получить, используя результаты первых двух этапов реконструкции МКА и выражение (21). Для области очага СЗ существовало 145 доменов, для которых были получены данные о параметрах тензора напряжений (рис. 19, б). Эти домены покрывают около 85% площади очага и для них в соответствии с выражением (21) была подсчитана относительная величина сбрасываемых напряжений $\Delta\tau_n/\tau_f$. Используя данные о напряженном состоянии этих доменов и суммируя вклад в сброшенные напряжения для участка очага в пределах каждого из доменов, на основании выражения (24), находим среднее значение отношения $\langle \Delta\tau_n/\tau_f \rangle = 1.42$. Учет всей площади очага снижает это значение до 1.2. Далее, используя полученное ранее из сейсмологических данных значение сброшенных напряжений, из выражения (24) находим величину эффективного (масштаб осреднения 200-400 км) сцепления $\tau_f = 1.4$ МПа (14 бар).

Четвертый этап МКА, определение тектонического давления. Алгоритм третьего этапа МКА позволяет получить данные о величине эффективного всестороннего давления p^* и о компонентах девиатора напряжений s_{ij} ($i, j = x, y, z$):

$$s_{ii} = \sigma_{ii} + p = (\tilde{\sigma}_{ii} - \mu_\sigma/3) \tau, \quad s_{ij} = \sigma_{ij} = \tau \tilde{\sigma}_{ij} \quad (i \neq j) \quad (28)$$

Эти данные однако не дают возможности вычислить такие компоненты полного тензора напряжения, как нормальные напряжения σ_{ii} и тектоническое давление p . Для расчета этих характеристик напряженного состояния необходимо ввести дополнительное положение и привлечь дополнительные данные. В предыдущих работах в МКА в качестве такого дополнительного положения использовалось предположение, часто применяемое в геодинамике [Sibson, 1974], которое определяет величину нормальных напряжения, действующих на горизонтальных площадках (σ_{zz}), равными весу вышележащего столба пород. Это допущение требует учета рельефа поверхности при оценке напряжений, средних для коры в целом (масштаб осреднения в первые десятки километров), и

рельефа внутренних слоев коры при осреднении с меньшим линейным масштабом. Если иметь в виду расчет средних для коры напряжений, то согласно сделанному предположению, можно записать:

$$p = p_{lt} + s_{zz}, \text{ при } p_{lt} = \gamma_{\bar{n}}(h_t + 0.5\bar{H}_{\bar{n}}). \quad (28)$$

Здесь s_{zz} – вертикальные девиаторные напряжения, определенные по результатам первых этапов реконструкции, γ_c – средний по глубине удельный вес пород коры, а p_{lt} определяет литостатическое давление – вес столба горных пород, определенный на глубине срединной поверхности коры мощностью $\bar{H}_c$, определенной путем осреднения по площади всего исследуемого региона истинных значений мощности коры H_c (см. рис. 20). В выражении (28) учитывается рельеф поверхности коры h_t , осредненный по латерали с тем же окном осреднения, что и данные о параметрах напряжений. В случае расчета всестороннего давления для участков океанической коры необходимо учитывать вес столба воды ($\gamma_w \approx 1 \text{ Г/см}^3$ – удельный вес воды) от океанического дна до поверхности.

Заметим, что гипотеза, реализованная в выражении (28), фактически предполагает отсутствие касательных напряжений на вертикальных площадках. Однако там, где рельеф поверхности коры имеет большой градиент эта гипотеза работает плохо. Подобное положение имеет место в зонах субдукции, т.к. здесь практически повсеместно одна из сопряженных площадок действия максимальных касательных напряжений имеет субгоризонтальное положение [Ребецкий, 1997; Rebetsky et al., 1997]. Такая ориентация этих площадок вместе с однонаправленностью касательных напряжений, действующих на них, может интерпретироваться как проявление воздействия мантийных конвекционных течений на литосферу. Реконструкция напряжений для сейсмоактивных внутриплитовых областей [Ребецкий и др., 2007] также показывает наличие локальных участков коры, для которых одна из площадок максимальных касательных имеет субгоризонтальное положение. В этих областях не наблюдается единого направления действия касательных напряжений, однако влияние касательных напряжений на определение природного тектонического всестороннего давления здесь может быть также значимо.

В работе [Ребецкий, 2007] было предложено в алгоритме МКА использовать более точное выражение, учитывающее кривизну слоя реконструкции напряжений и влияние касательных напряжений, действующих на вертикальных площадках. Это выражение можно получить применяя в уравнении сохранения вертикального импульса сил некоторые положения теории толстой полой оболочкой [Тимошенко, Гудьер, 1975]. Уточнение выражения (28) дадим на примере коры, т.е. когда масштаб осреднения напряжений отвечает первым десяткам километров. Будем считать, что вертикальные нормальные напряжения σ_{zz} являются линейной функцией толщины и их значение на усредненной кровле коры $\sigma_{zz}(z = -0.5\bar{H}_c) = -\gamma_c h_t$. Учтем в уравнении сохранения вертикального импульса сил вклад в девиаторных напряжений s_{xx} и s_{yy} , обусловленный наличием кривизны K_{ii} ($i = x, y$) коры. В этом случае на уровне срединной поверхности коры получим следующее выражение для расчета тектонического и флюидного давления:

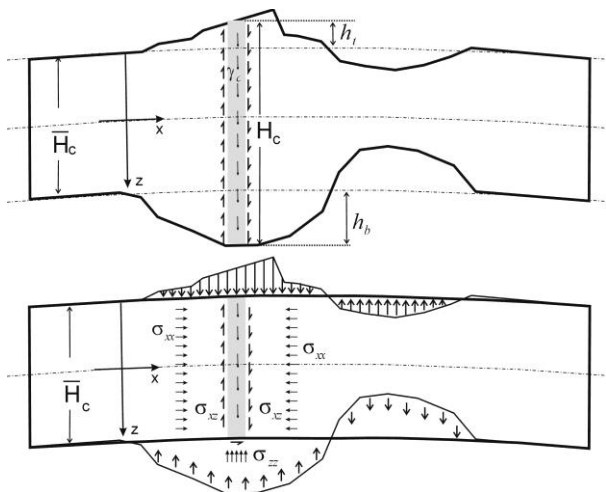


Рис. 20. Схема, иллюстрирующая приближение коры, имеющей рельеф кровли и подошвы (а), полой оболочкой (б), и внутренние напряжения и нагрузки, учитываемые при расчете величины всестороннего тектонического давления

$$p = [p_{lt} + s_{zz} - 0.5\bar{H}_{\bar{n}}(\kappa_{xx}s_{xx} + \kappa_{yy}s_{yy}) + 0.5(ds_{xz} + ds_{yz})]/\langle 1 - 0.5\bar{H}_{\bar{n}}(\kappa_{xx} + \kappa_{yy}) \rangle, \quad p_{fl} = p - p^* \quad (29)$$

Здесь ds_{xz} , ds_{yz} определяют изменения в латеральном направлении касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках (шаг для расчета приращений отвечает линейному масштабу осреднения напряжений), p_{lt} – литостатическое давление на уровне срединной поверхности коры. В выражении (29) положительная кривизна соответствует изгибу срединной поверхности коры, показанному на рис. 19.

В рассмотренном случае (при масштабе осреднения напряжений в первые десятки километров) при форме срединной поверхности, близкой к эллипсоиду, вклад слагаемых с кривизной в выражении (29) составляет менее 0.6% от уровня девиаторных нормальных напряжений s_{xx} , s_{yy} , действующих в латеральном направлении. В областях субдукции океанической плиты там, где плита испытывает наибольшей изгиб, вклад этих слагаемых может составлять около 1-3% (см. модели изгиба субдуцирующей плиты в работе [Шемента, 1989]) от значений s_{xx} , s_{yy} . Пренебрегая вкладом этих слагаемых по отношению к вертикальным девиаторным напряжениям s_{zz} , перепишем выражение (29):

$$p = [p_{lt} + s_{zz} + 0.5(ds_{xz} + ds_{yz})]/\langle 1 - 0.5\bar{H}_{\bar{n}}(\kappa_{xx} + \kappa_{yy}) \rangle, \quad p_{fl} = p - p^* \quad (30)$$

В случае, когда масштаб осреднения напряжений существенно меньше мощности коры, знаменатель выражения (30) можно положить равным единице. Выражение (30) является основой алгоритма четвертого этапа реконструкции параметров напряжений в МКА, позволяющее рассчитать всестороннее тектоническое давление и далее, используя далее значение эффективного всестороннего давления p^* , полученное после третьего этап расчета, можно оценить величину среднего для коры флюидного давления.

В рамках приближения, сделанного при записи выражения (29), вертикальные напряжения, действующие на подошве коры

$$\sigma_{zz}(z = 0.5\bar{H}_c) = 2\sigma_{zz} + \gamma_{\bar{n}}h_t \quad (31)$$

определяют нагрузку со стороны мантии (рис. 19, б). Если бы реология мантии отвечала идеально вязкой жидкости и кора находилась бы в состоянии изостатической компенсации, то эта нагрузка может быть приблизительно оценена из данных о топографии поверхности коры:

$$q_z = h_t \frac{\gamma_l \gamma_c}{\gamma_l - \gamma_c} - \bar{H}_{\bar{n}} \gamma_c, \quad (32)$$

где γ_l – удельный вес пород подкоровой литосферы и положительные h_t отвечают впадинам, а отрицательные h_t поднятиям рельефа. Разница между $|\sigma_{zz}(z = 0.5\bar{H}_c)|$ и $|q_z|$

$$\Delta q_z = |\sigma_{zz}(z = 0.5\bar{H}_c)| - |q_z|, \quad (33)$$

определяет отклонение от изостатической компенсации на подошве коры, связанное с наличием упругости пород коры и мантии и условиями деформирования литосферы. Если $\Delta q_z > 0$, то это означает, что полученное значение «выталкивающей» силы, действующей со стороны мантии, больше, чем этого требует изостатическая компенсация. В этом случае, если для исследуемого участка коры наблюдается общее погружение, то это означает, что, скорее всего, существует внешнее боковое усилие, определяющее механизм генерации напряжений в коре. При общем поднятии корового вещества источник напряжений находится в мантии и, возможно, связан со всплытием аномально разогретого ее объема. Если $\Delta q_z < 0$, то это означает, что «выталкивающая» сила, действующая со стороны мантии, меньше, чем этого требует изостатическая компенсация. Если при этом для исследуемого участка коры наблюдается общее погружение, то это означает, что источником его являются нисходящие движения в мантии. При общем поднятии коры источником

напряжения может является аномальное состояние самой коры, возникшее, например, из-за отрыва от ее низов высокплотных пород, образовавшихся в результате метаморфических преобразований.

Пример оценки тектонического давления для земной коры северо-западного участка Тихоокеанской субдукционной области. Пример расчета тектонического давления с использованием упрощенного за счет знаменателя выражения (30) покажем для земной коры остров Курильской дуги и по-ва Камчатки рис. 13. Для этого региона данные о напряжениях первых этапов реконструкции отвечали средним для коры в целом. В расчетах использовались данные о рельефе с разрешением 2×2 минуты, представленные на Веб-узле <http://www.ngdc.noaa.gov/>, которые усреднялись в масштабе, отвечающем размеру доменов с данными о напряжениях.

Расчеты показали, что для этих доменов рельеф меняется от 283 м до -8161 м, что с учетом веса воды определяло перепады литостатического давления p_{lt} в срединном уровне коры от 7.4 до -139 МПа ($\gamma_c = 2.7 \text{ Г/см}^3$). С достаточно хорошим приближением можно считать одинаковой кривизну коры в исследуемом регионе, полагая знаменатель в (30) равным 0.98. Вклад в сравнении с выражением (28) в упрощенное выражение (30) от приращения касательных напряжений для разных доменов составлял от -10 до 16 МПа, что для расчетной глубины в 20 км отвечало в 2-3% от p_{lt} .

На рис. 21, а представлено распределение значений отношения всестороннего давления к литостатическому давлению p_{lt} . Диапазон изменения отношения p/p_{lt} составляет 0.985-1.057 при среднем значении 1.012. Соотношение среднего значения p/p_{lt} к диапазону его изменения составляет около 17%, что существенно больше подобного отношения для земной коры Алтая и Саян (около 1%), полученного в работе [Ребецкий и др., 2007]. Это, а также результат анализа касательных напряжений на горизонтальных площадках, определяет, что вклад в напряженное состояние внешнего к региону воздействия, возможно, определяет около 70-80% уровня напряжений.

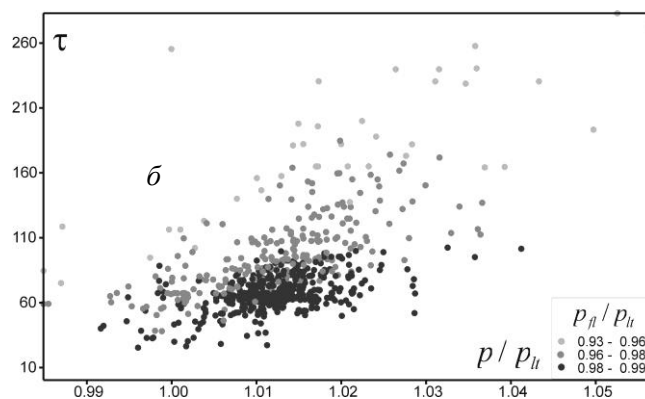
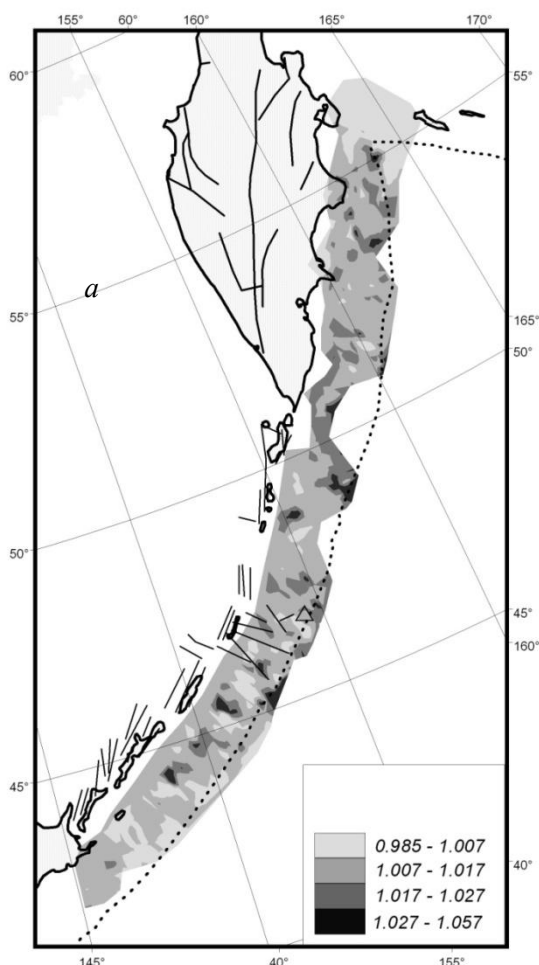


Рис. 21. Распределение относительной величины тектонического p/p_{lt} (а) и взаимосвязь p/p_{lt} со значениями максимального касательного напряжения τ ($\cdot 10^5$ Па) и относительной величиной флюидного давления p_f/p_{lt} . Оттенками серого закрашены точки разной величины относительного флюидного давления p_f/p_{lt}

На рис. 21, б показана взаимосвязь отношения p/p_{lt} со значениями максимального касательного напряжения τ и относительного флюидного давления в трещинно-поровом пространстве p_f/p_{lt} , наблюдаемая в доменах, для которых были рассчитаны параметры напряжений. Для расчета флюидного давления использовались данные о всестороннем эффективном давлении и давлении в каркасе горных пород ($p_f = p - p^*$). Как видно из рисунка, наблюдаемое соотношение величин позволяет предположить квазилинейное соотношение между τ и p/p_{lt} . Увеличения значений отношения p/p_{lt} сопровождается ростом касательных напряжений на 5-7 МПа. В доменах с близким уровнем отношения p/p_{lt} повышение флюидного давления приводит к снижению уровня касательных напряжений.

ОБСУЖДЕНИЕ МКА

Как показано в настоящей статье МКА позволяет на совершенно новой основе подойти к решению проблемы изучения механизма генерации напряжений в земной коре, т.к. позволяет получать данные не только о параметрах эллипсоида напряжений, но и о самих величинах тектонических напряжений. Подобный тип данных о природном напряженном состоянии существенно расширят возможности анализа современной геодинамики исследуемых крупных геологических объектов.

Важно отметить, что практически все отдельные элементы алгоритма МКА использовались в других методах тектонофизического анализа напряжений. В представляемом методе они объединены в единый алгоритм благодаря геомеханическому базису, лежащему в его основе. Исходя из положений этого базиса, опирающегося на принципы теории пластичности, производится определение параметров тензора напряжений, наилучшим образом удовлетворяющих наблюдаемым разрывным смещениям с энергетических позиций – максимум диссипации энергии на разрывных смещениях (3, 4) [Мухамедиев, 1993]. Это требование модифицирует форму функции, подлежащей оптимизации, которая ранее рассматривалась в методах аналитического осреднения [Никитин, Юнга, 1979; Angelier, 1989, 1990; Etchecopar et al., 1981; Rivera, Cisternas, 1990]. В рамках этого энергетического принципа в МКА идет параллельный, взаимоувязанный расчет параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций (в данной работе эта часть алгоритма не описывалась см. [Ребецкий, 2007]), которого ранее не было ни в одном из известных методов. Заметим также, что и сам расчет параметров тензора приращений сейсмостектонических деформаций делается исходя из принципов расчета кумулятивного суммирования деформаций, так как это рассматривается в механике. Это положение имеет существенно другой физический базис, чем в использовавшихся ранее алгоритмах. В них при расчете тензора приращений сейсмостектонических деформаций суммирование отдельных вкладов землетрясений происходило в наперед заданном объеме [Ризниченко, 1965; Brune, 1968; Костров, 1975; Степанов, 1979; Юнга, 1979, 1990]. Отмеченные выше энергетические требования позволили получить в МКА критерии формирования однородных выборок разрывных смещений (13), которые оказались более жестким по физическим ограничениям, чем ранее предложенные в работах [Angelier, Mechler, 1977; Carey, Bruneier, 1974; Гущенко, Кузнецов, 1979] критерии (6).

Другая часть алгоритма МКА, касающаяся определения относительных величин тензора напряжений, опирается на результаты экспериментальной геомеханики по изучению закономерности хрупкого разрушения. Здесь используются положения, ранее уже применявшиеся в других методах [Reches, 1983; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Angelier, 1989]. Эта часть метода ближе всего отвечает подходу, предложенному в работах Z. Reches и Ж. Анжелье [Reches, 1983; Angelier, 1989]. Здесь главной результативной идеей является положение о полосе разрушения, которую на редуцированной диаграмме Мора формируют данные из однородных выборок разрывных смещений (см. рис. 10, рис. 11). В рамках этой части алгоритма предложен способ выбора из двух нодальных плоскостей очага землетрясения одну, являющуюся разрывом, на основе анализа кулоновых напряжений (20). Ранее аналогичные способы предлагались на основе оценки чисто касательных напряжений [Никитин, Юнга, 1979; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984].

Заключительная часть алгоритма МКА, в которой определяются абсолютные значения напряжений, также имеет аналоги в других методах. В частности, в методе J. Hardebeck [Hardebeck, Hauksson, 2001] с этой целью используются данные о сброшенных напряжениях вместе с данным об

ориентации осей до и после землетрясения Ландерс 1994 г (Калифорния). Достижением МКА является создание подхода по оценки эффективного внутреннего сцепления массивов горных пород, использующего именно динамические параметры землетрясения в качестве дополнительных. В МКА для разделения эффективного давления на флюидное и тектоническое используется уравнение сохранения импульса в вертикальном направлении. Это уравнение предлагается записывать в приближении пологих оболочек, что позволяет учесть отклонение осей главных напряжений от вертикали. В таком виде данное уравнение отличается от уравнения, используемого в работах [Sibson, 1974; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1994], в котором постулируется близости вертикального нормального напряжения весу вышележащего столба горных пород (литостатическому давлению). Заметим также, что в МКА в отличие указанных выше работ отсутствует постулат на гидростатический закон распределения по глубине флюидного давления (вес столба жидкости).

Выполненные исследования были поддержаны грантами РФФИ: 09-05-00687а, 09-05-01022а, 09-05-01213а, 07-05-13547офи_ц.

ЛИТЕРАТУРА

- Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. 1962. № 1. С. 1471–1483.
- Батдорф С.Б., Будянский Б. Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. Изд. Ин.лит. Механика. 1961. № 1 (171). С. 24–29.
- Белоусов В.В. Результаты и перспективы тектонофизических исследований // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1958а. № 11
- Белоусов В.В. Тектонофизика – новое перспективное направление в геологии // Вестн. АН СССР. 1958б. № 11
- Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М.: Иностран. Лит. 1955. 444 с.
- Введенская А.В. К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР? Сер. геофиз. 1961. № 2. С. 261–263.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1954а. Т. 244, № 3.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. 1954б. № 5. С. 390–410.
- Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: АН СССР. 1959. 255 с.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: АН СССР. 1963. 544 с.
- Гзовский М.В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: "Феникс". 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3–10.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 4. С. 3–14.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.

- Гущенко О.И. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней // Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М.: 1981. 21 с.
- Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.
- Гущенко О.И., Сим Л.А. Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы, тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ., 23–25 октября 1974, Л.-М. 1974. С. 5–8.
- Гущенко О.И., Сим Л.А. Поле современных мегарегиональных напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 17–22.
- Гущенко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А. Направления действия современных мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1977. Т. 234, № 3. С. 556–559.
- Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентаций и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 60–66.
- Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.
- Добрынина А.А. Скорости и направления разрывов в очагах Южно-Байкальских последовательностей землетрясений 1999 г // Современные проблемы геофизики. Сборник материалов девятой уральской молодежной научной школы по геофизике. Екатеринбург. Изд. ИГФ Уро РАН. 2008. С. 55–57.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир/ 1985. 260 с.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.
- Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе: Изд. Дониш. 1988. 230 с.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука. 1975. С. 9–21.
- Мухамедиев Ш.А. Реконструкция тектонических напряжений по разрывным сдвиговым смещениям: математические и физические ограничения // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 500–503.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л. Определение главных осей и вида тензоров напряжений и деформаций по данным о сдвиговых смещениях; Измерение напряжений в массивах горных пород. Новосибирск: СО ИГД СО АН СССР, Ч. 1. 1976. С. 22–26.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л. Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР Физика Земли. 1977. № 11. С. 54–67.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 113–127.
- Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 294 с.
- Николаевский В.Н. Дилатансия и теория очага землетрясения // Успехи механики. 1980. Т. 3, вып. 1. С. 71–101.
- Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород. В кн. Разрушение. Т. 7. М.: Мир. 1976. С. 59–128.
- Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120–135.
- Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 136–151.
- 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.
- Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1, № 1. С. 5–22.
- Парфенов В.Д. Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 695–698.
- Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур. // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.

- Райс Дж.* Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М.: Мир. 1982. 217 с.
- Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.
- Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 171–181.
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
- Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С. 28–35.
- Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ. 2002. С. 227–243.
- Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т 388, № 2. С. 237–241.
- Ребецкий Ю.Л.* Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев: С. 39–54.
- Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 6. С. 92–110.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006а. Т 47, № 11. Новосибирск: Гео. С. 1192–1206.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006б. Т 407, № 1. С. 106–109.
- Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука. 1965. С. 56–63.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры Алтая и Саян до Чуйского землетрясения 2003 г. // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием. 18–24 сентября 2007 г. Иркутск ИЗК СО РАН. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. С. 106–111.
- Ризниченко Ю.В.* Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли. № 10, 1977. С. 34–47.
- Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореф. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ. 1996. 41 с.
- Степанов В.В.* Количественная оценка тектонических деформаций. // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 67–71.
- Стоянов С.С.* Механизм деформирования разрывных зон. М.: Недра. 1979. 144 С.
- Терцаги К.* Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат. 1961. 507 с.
- Тимошенко С.П., Гудьер Дж.* Теория упругости. М.: Наука. 1975. 352 с.
- Турчанинов И.А.* Состояния и основные направления исследований в скальных породах // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коре: Материалы Всес. школы-семинара “Измерение напряжений и их приложение в прогнозе землетрясений”. Апатиты. 1982. С. 5–9.
- Черных К.Ф.* Введение в анизотропную упругость. М.: Наука. 1988. 190 С.
- Шеменда А.И.* Моделирование крупномасштабных деформаций литосферы. Сб. «Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы». М.: Наука. 1989. С. 252–262.
- Шерман С.И.* О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности // Вестн. научной инф. Забайкал. отд-ния Геогр. об-ва СССР. Чита. 1966. № 5. С. 16–24.

- Шерман С.И., Лунина О.В.* Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // Доклады РАН. Т. 378, № 5. 2001. С. 672-674
- Штейнберг В.В.* О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49-63.
- Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1979. С. 14-23.
- Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.
- Aki K.* Scaling law of earthquake source time-function // Geophys. J. MNRAS. 1972. N 31. P. 3-25.
- Anderson E.M.* The dynamics of faulting. Trans. Edinburgh, Geol., Sec(8). 1951. P. 387-402
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris, D. 1975. Vol. 281. P. 1805-1808.
- Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys. Res. 1984. No 89 B7. P. 5835-5848.
- Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11, No 1/2. P. 37-49.
- Angelier J., Mechler P.* Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits // Bul. Soc. Geol. France. 1977. Vol. XIX, No 6. P. 1309-1318.
- Angelier J., Tarantola A., Valette B., Manoussis S.* Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress - I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor // Geophys. J. Res. astr. Soc. 1982. Vol. 69. P. 607-621.
- Arthaud F.* Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediaire d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr. 1969. Vol. 7. P. 729-737.
- Becker G.F.* Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks // Bull. Geol. Soc. Ameica. V. 4. 1893.
- Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. N 96. P. 109-117.
- Brune J.* Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, No 2. P. 777-784.
- Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, N 14. P. 4741-4750.
- Byerlee J.D.* Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. Vol. 116. P. 615-626.
- Carey E., Bruneier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1974. Vol. 279. P. 891-894.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.* A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth and Plan. Sci. Let. 1987. Vol. 82. P. 165-179.
- Chinnery M.A.* The deformation of the ground around surface fault // Bul. Seism. Soc. Am. 1961. Vol. 51, No 3. P. 355-372.
- Chinnery M.A.* The stress changes that accompany strike-slip faulting // Bul. Seism. Soc. Am. 1963. Vol. 53, No 3. P. 921-932.
- Cloethingh S., Burov E.* Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates // Geophys. J. Int. 1996. No 124. P. 695-723.
- Drucker D.C.* Journal of Applied Mechanics. 1959. Vol. 26, No 1. P. 101-106.
- Etchecopar A., Vasseur G., Daignieres M.* An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation anlysis // J. Struct. Geol. 1981. No 3. P. 51-65.
- Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, No B11. P. 9305-9320.
- Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L., Stein C.A.* Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, No B8. P. 11749-11759.
- Handin J.* On the Colombo - Morh failure criterion // J. Geph. Res. 1969. V. 74, N 22. P. 5343-5348.
- Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, No B10. P. 21859-21882.
- Hast N.* The state of stresses in upper part of Erath' crust // Tectonophysics. 1969. V. 8, No 3. P. 169-211.
- Hung Q., Angelier J.* Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing paleostress axes // Geopys. J. 1989. No 96. P. 139-149.

- Lisle R.* Principal stress orientation from faults: an additional constrain // *Ann. Tectonicae*. 1987. No 1. P. 155–158.
- Lisle R.* New method of estimating regional stress orientations: application to focal mechanism data of recent British earthquakes // *Geoph. J. Int.* 1992. Vol. 110. P. 276–282.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1972. Vol. 30. P. 109–185.
- Mercier J., Carey E., Philip H., Sorel D.* La neotectonique de l'arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la seismicite // *Bul. Soc. Geol. France*. 1976. Vol. XVIII, No 2. P. 355–372.
- Michael A.J.* Determination of stress from slip data: faults and folds // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, No B11. P. 11517–11526.
- Mises R. von Z.* *Angew. Math. Mech.* 1928. Vol. 8. P. 161–185.
- Mogi K.* Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2) compression test on dry rock sample // *Bul. Earth. Res. In. Univ. Tokyo*. 1964. Vol. 42, Part 3. P. 491–514.
- Rebetsky Yu.L.* I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // *J. Earthq. Pred. Res. Beijing, China*. 1996. Vol. 5, No 4. P. 557–573.
- Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V.* II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // *Journal of earthquake prediction research. Beijing, China*. 1997. Vol. 6, No 1. P. 11–36.
- Reches Z.* Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 95. P. 133–156.
- Reches Z.* Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, No 6. P. 849–861.
- Rivera, L., Cirsternas, A.* Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin Seismological Society of America*. 1990. Vol. 80, No 3. P. 600–614.
- Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature*. 1974. Vol. 249, No 5457. P. 542–544.
- Terzaghi K.* *Theoretical soil mechanics*. Wiley. New York. 1943. 506 p.
- Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // *J. Geol.* 1951. No 59. P. 18–130.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bul. Seism. Soc. Amer.* 1994. Vol. 84, No 4. P. 974–1002.
- Zhonghuai Xu, Suyun W., Yurui H., Ajia G.* Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, No B8. P. 11867–11878.
- Zobak M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, No B8. P. 11703–11728.

МЕТОДЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ В ИЗУЧЕНИИ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОГНОЗЕ СЕЙСМООПАСНОСТИ

Е.А. Рогожин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В рамках тектонофизического описания модель очага землетрясения выглядит как структура разрядки длительно действующих механических напряжений, приводящей к высвобождению упругой энергии и спонтанному, неустойчивому распространению подвижки по готовому, обновленному или вновь возникшему разрыву (или ослабленной зоне) в термодинамических и гидрогеодинамических условиях земных недр. Очаг землетрясения в лабораторных экспериментах представляется как макроразрыв сдвигового типа, подготовка которого соответствует качественной динамической модели формирования реальных очагов землетрясений.

Между тем экспериментальные исследования и теоретическое обоснование модели очага землетрясения развернулись в то время, когда комплексное изучение строения реальных очаговых зон землетрясений только начиналось, и в этой области шли оживленные дискуссии по их структуре и природе. В отечественной сейсмоtectонике сложились противоречивые представления о приуроченности сейсмических очагов к определенным геологическим структурам. Можно выделить три основные направления, по которым развивались эти дискуссии. И.Е. Губин [1960], Н.В. Шебалин [1997] связывали сейсмические проявления с плоскостями крупных разломов. Представления о сравнительно простом устройстве сейсмических очагов типичны также для американской сейсмоtectонической школы в связи с тем, что большинство хорошо изученных в США землетрясений приурочено к зоне разлома Сан-Андреас, где сейсморазрывы сильнейших сейсмических событий по большей части имеют сдвиговый характер и неосложненную дополнительными разрывами линейную форму [The San Andreas ..., 1990].

Г.П. Горшков [1984] активно настаивал на объемной природе очага землетрясения, который может быть связан с самыми различными структурами при условии накопления в них напряжений. В.И. Кейлис-Борок с соавторами [Кейлис-Борок, Кособоков, 1984; 1986], [Гвишиани и др., 1988] пришли к выводу, что эпицентры крупных землетрясений приурочены к дизъюнктивным узлам разных рангов. В 1990-е годы было обосновано предположение, что при выходе очага сильного сейсмического события на поверхность возникшие сейсморазрывы могут следовать плоскостям отдельных разломов, образующих такой дизъюнктивный узел [Рогожин, 1993].

Изучение очаговых областей современных землетрясений вносит определенную ясность в эти вопросы и дает возможность получить объективные представления о строении реализовавшихся сейсмических очагов. Планомерные исследования конкретных очаговых областей крупнейших землетрясений были начаты в 50-е годы 20-го века учеными из СССР (из Института физики Земли АН СССР С.И. Масарским, Д.Н. Рустановичем и др., а также Г.П. Горшковым, Л.Н. Леонтьевым, М.П. Сукачевой и Д.Н. Казанли в зоне Ашхабадского землетрясения 1948 г [Масарский, 1950; Рустанович, 1967; Горшков, 1987; Рогожин и др., 2011; Шебалин, 1997]). Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко и др. из Института земной коры СО АН СССР детально исследовали с сейсмоtectонической точки зрения зону сильнейшего Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г в южной Монголии [Гоби-Алтайское..., 1968]. Затем постепенно такие работы вошли в обиход сейсмологической и сейсмоtectонической практики в СССР, а также в ведущих странах Запада и Востока [Арефьев, 2003; Рогожин и др., 2011]. Примеры комплексного изучения многих землетрясений (Эль-Аснам, 1980, Алжир; Норффридж, 1994, США; Кобе, 1995, Япония; Козани-Гревена, 1995, Греция; Измитского, 1999, Турция; Чи-Чи, 1999, о. Тайвань; Куньлунского, 2001, Китай и др.) описаны в мировой литературе [Cisternas et al., 1982; Northridge..., 1994; Pavlides et al., 1995; Mountrakis et al., 1998; Ding et al., 2004; Album..., 2003; Rogozhin et al., 1998, Рогожин, 2000 и др.]. В СССР весьма подробно и исчерпывающе были исследованы зоны Дагестанского землетрясения 1970 г, Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг [Дагестанское..., 1980; Газлийские..., 1986]. Опубликованы данные обследования умеренных по силе землетрясений в Западной Туркмении в 1983 и 1984 гг [Арефьев, 2003; Рогожин и др., 2011; Шебалин, 1997].

К 1990-м годам получены данные для некоторых землетрясений в Западной Калифорнии, и особенно в Нью-Мадридской сейсмогенной зоне, свидетельствующие об объемном строении

сейсмических очагов. Сложные по структуре очаги, приуроченные к узлам сочленения разломов разных ориентировок, проявившихся на поверхности в конфигурации сейсморазрывов, описаны для Эль-Аснамского землетрясения 1980 г в Алжире [Cisternas et al., 1982], для ряда сильнейших землетрясений прошлого в Монголии [Baljinnyam et al., 1993]. Сложный объемный очаг Западно-Македонского землетрясения (13 мая 1995 г) был изучен в Греции [Pavlidis et al., 1995; Рогожин, 2000].

Изучение очаговых областей землетрясений в России и в ведущих зарубежных странах проводится обычно в рамках нескольких основных направлений. Первое направление – телесеизмическое изучение проявлений сильных землетрясений на основании анализа данных мировой и национальной сетей сейсмических станций. Эти исследования дают сведения о координатах эпицентра, глубине очага, сейсмическом моменте, фокальном механизме, времени и магнитуде главного толчка. Второе направление – эпицентральные полевые наблюдения в очаговой области. В рамках этого направления осуществляются сеймотектонические, сейсмологические, геофизические и геодезические исследования в эпицентральной зоне. Полевое изучение сейсмодислокаций с применением геолого-геоморфологического и палеосейсмогеологического (траншейного) методов позволяет составить обоснованное мнение о прямых геологических проявлениях сейсмического очага на поверхности земли – его размерах, структуре и характере сейсмогенерирующей подвижки. Изучение афтершокового процесса с помощью временной сети сейсмических станций дает представление о строении очага землетрясения на глубине. Макросейсмические исследования в ближней зоне и в регионе сейсмического события позволяют понять закономерности распределения на поверхности сейсмических колебаний и создать карты изосейст (балльности). Третье направление – аналитическое. Здесь на основании всех собранных данных строится трехмерная модель сейсмического очага с реконструкцией главных плоскостей подвижек, амплитуды и направления импульсных смещений. Выясняется положение и строение сейсмогенерирующей структуры (зоны). В последние годы весьма популярно составление объемных, томографических моделей очаговых областей на основе анализа изменений скорости пробега продольных сейсмических волн от каждого из зарегистрированных повторных толчков к каждой сейсмической станции в пределах структурно-вещественных неоднородностей в недрах.

Определение параметров всякого нового землетрясения, проводимое в каждом случае комплексом сейсмологических, геолого-геофизических и геодезических методов, дает возможность обновить и нарастить сейсмический каталог, а, значит, и расширить наши знания о сейсмичности того или иного региона и Земли в целом. Выявление и изучение геологической структуры, ответственной за происхождение данного землетрясения, позволяет понять, может ли эта структура породить еще более сильные толчки, как часто могут происходить такие толчки, и может ли сейсмическая активизация распространиться в соседние подвижные с геологической точки зрения структуры. Так, при исследовании Дагестанского землетрясения 1970 г часть эпицентров повторных толчков проявилась западнее, на территории Чечни. Точно в месте их концентрации в 1976 г произошло Черногорское сильное землетрясение [Арефьев, 2003; Дагестанское..., 1980; Шебалин, 1997]. Подобное соотношение афтершоков трех последовательных главных толчков было отмечено и при Газлийских землетрясениях 1976 и 1984 гг. После каждого нового сильного удара повторные толчки распространялись все дальше на запад в область следующего сильного сейсмического события [Газлийские..., 1986; Арефьев, 2003; Шебалин, 1997; Рогожин и др., 2011]. Таким образом, выяснилось, что афтершоки одного землетрясения могут быть одновременно форшоками нового, готовящегося сейсмического толчка.

Начиная с 1990-х гг, на территории России произошел ряд сильных землетрясений в разных геодинамических обстановках и сеймотектонических условиях. На Дальнем Востоке это – Шикотанское землетрясение 1994 г на Южных Курилах, Нефтегорская сейсмическая катастрофа 1995 г на севере Сахалина, Кроноцкое землетрясение 1997 г на Восточной Камчатке и Углегорский толчок на Центральном Сахалине. На юге Горного Алтая 27 сентября 2003 г произошло сильнейшее Алтайское (Чуйское) землетрясение, а 20 апреля 2006 г – Олюторское землетрясение в Корьякии. Эти сильные и сильнейшие землетрясения в ряде случаев превосходили значение максимальной магнитуды ожидаемых сейсмических событий. При изучении всех этих землетрясений с применением современных сеймотектонических методов удалось получить новые фундаментальные материалы о строении очага, его геологических проявлениях и тектонической позиции, а также, по возможности, восстановить сейсмическую историю путем проведения палеосейсмогеологических работ.

Кроме того, в последние 15 лет, в связи с использованием более совершенной записывающей аппаратуры, новых методик математической обработки данных, сейсмологические наблюдения стали

более детальными и надежными, чем ранее. После сильных землетрясений, кроме сейсмологических, стали проводиться различные другие геофизические исследования, в том числе геодезические работы и аэрофотосъемка. Все эти источники информации позволяют комплексно, своевременно и детально изучить проявления сейсмического процесса, установить параметры и конфигурацию очага, особенности сейсмического режима. С другой стороны, сильно повысилась геолого-геофизическая изученность глубинных и приповерхностных горизонтов земной коры. Закончена детальная геологическая съемка многих сейсмоопасных областей. Систематически стало проводиться геологическое обследование плейстосейстовых зон сильных землетрясений, включающее детальное картирование остаточных деформаций грунта и установление поверхностных и глубинных сейсмогенных геологических структур [Рогожин, 1993, 2000].

В последние десятилетия во всем мире большую популярность приобрели палеосейсмогеологические исследования [The San Andreas ..., 1990; Deng et al., 1996; Ge et al., 1996; Paleoseismology, 1996; Ten Years of Paleoseismology..., 2003]. Начиная с 1980-х годов, в Советском Союзе, а с 1991 г – в России осуществляется программа изучения в траншеях сейсмодислокаций в эпицентральных областях происходивших на этой территории сильнейших и сильных землетрясений. Так, были проведены палеосейсмологические исследования, включающие проходку траншей вкрест простирания сейсморазрывов и трещин, Кумдагского (1983 г), Бурунского (1984 г) землетрясений в Западной Туркмении, Газлийских землетрясений (1976 и 1984 гг) в Западном Узбекистане, Спитакской сейсмической катастрофы (1988 г) в Армении, Нефтегорского землетрясения (1995 г) на Сахалине, Алтайского землетрясения 2003 г, Олюторского землетрясения на севере Камчатского края (2006 г). Все эти землетрясения возникли в разных тектонических обстановках, а породившие их структуры, как выяснилось, имеют разную сейсмическую историю в голоцене [Рогожин и др., 2011].

Применение методик комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения очаговых зон позволяет по-новому представить строение геологической структуры, которая является очагом сильного землетрясения, а также описать развитие в ней сейсмического процесса. Из огромного объема материалов, аккумулирующихся в настоящее время в процессе изучения каждого сильного землетрясения, наиболее важными для понимания геологической структуры и тектонической позиции очага являются следующие: результаты крупномасштабной геологической съемки системы сейсмодислокаций, при наличии сеймотектонических нарушений – детальные данные о приповерхностном строении сейсмогенных разрывов в траншеях, а в случае вторичного, сейсмогравитационного их характера – материалы геодезических исследований реакции поверхности на подвижку в недрах.

Строение очага на глубине выявляется на основании положения облака афтершоков. При этом ранее было показано, что положение гипоцентров повторных толчков, зарегистрированных в первый месяц после главного толчка, фактически отражают форму очага землетрясения в недрах земли [Шебалин, 1997]. Для определения очага отбираются наиболее надежные сведения о гипоцентрии афтершоков, собранные сейсмологами при работе в ближней зоне землетрясений, особенно с использованием телеметрической сети или с помощью региональной сети, но обработанные методом групповой гипоцентрии, значительно повышающим их представительность.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОБЛАСТИ ИХ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Полученные в последние десятилетия геолого-геофизические, геодезические и сейсмологические материалы изучения эпицентральных областей сильных землетрясений позволяют получить объективное представление о строении сейсмического очага на поверхности и в недрах, а также о направлении и величине сейсмогенной подвижки. Из полученных результатов следует, что степень сложности очага сильного землетрясения связаны с магнитудой, а особенности сейсмогенной подвижки определяются геодинамическими особенностями сейсмоактивного региона. В результате детальных комплексных исследований обычно удается определить тектонический разлом, дизъюнктивный узел или блок коры, в котором размещается сейсмический очаг, а также выявить более крупную структуру, к которой он приурочен [Рогожин и др., 2011].

Эти данные показывают также, что результаты лабораторных работ представляются слишком упрощенными по сравнению с реальными условиями. Как было показано выше, в лабораторных экспериментах очаг землетрясения рассматривается как макроразрыв сдвигового типа и существует аналогия между формированием макроразрывов разного масштабного уровня. Подготовка макроразрывов в масштабе лабораторных экспериментов, с учетом самоподобного фрактального

строения земной коры, расценивается как качественная динамическая модель формирования реальных очагов землетрясений.

Изучение конкретных сейсмических очагов также внесло коррективы в важнейший вопрос об источниках напряжений в литосфере. Основным их источником при постановке экспериментальных работ по моделированию сейсмического процесса считаются области взаимодействия тектонических плит, где сейсмичность повышена. Именно поэтому такие наблюдаемые факты, как меньшая величина сбрасываемых напряжений по сравнению с внутриплитными землетрясениями, концентрация сейсмичности в областях пониженных напряжений, низкий уровень напряжений, сбрасываемых на разрыве и замеряемых в разломных зонах, сильные вариации ориентации осей и величины напряжений, снимаемых в очагах землетрясений, вызывают большие затруднения для объяснения при используемой единственной предпосылке.

Современные геодезические данные и материалы геологического обследования эпицентральных зон позволяют понять, что в процессе сильного землетрясения в деформации вовлекаются огромные территории площадью во многие тысячи км², а амплитуда подвижек может составлять от десятков сантиметров до нескольких метров. При этом, кроме основной сейсмогенерирующей плоскости, в процесс сейсмической активизации вовлекаются многие другие структуры разрывного и складчатого типа [Рогожин, 2000]. На основании изложенных материалов, собранных для сильных землетрясений в разных тектонических зонах Северной Евразии в последние декады, можно сделать ряд новых заключений о размерах, структуре сейсмических очагов и условиях их возникновения в недрах Земли.

Очаги изученных землетрясений имеют размеры, близкие к тем, которые на основании анализа большого сейсмологического материала выявлены для сейсмических событий с разной магнитудой Н.В.Шебалиным [Шебалин, 1997], Ю.В.Ризниченко [Ризниченко, 1976], А.В.Ваковым [Ваков, 1992], Wells D.L., Coppersmith K.J. [Wells, Coppersmith, 1994] и др. Умеренное по силе землетрясение ($M=5.7$) – Кумдагское – характеризуется наличием одной сравнительно небольшой плоскости подвижки в очаге (длина и ширина – соответственно 20x10 км), а амплитуда этой подвижки измеряется первыми десятками сантиметров.

Более сильное сейсмическое событие (Спитакское с магнитудой 6.8), характеризуется значительно большими размерами очага (49x14 км) и большей амплитудой смещения (до 200 см). Облако афтершоков, поверхностные остаточные деформации и данные о механизме смещения наводят на мысль о приуроченности очага к дизъюнктивному узлу и распространении подвижки вдоль сочленяющихся или пересекающихся разломов, образующих этот узел.

Еще более сильные из рассматриваемых сейсмических событий с $M=6.9-7.6$ (Зайсанское, Газлийские, Суусамырское, Рачинское, Нефтегорское) имеют размеры очагов 45-80x15-30 км и амплитуду подвижки 2–7 м и даже более.

Наиболее обширны очаги сейсмических событий, происшедших в верхней части зоны Заварицкого-Беньоффа на активной окраине Азии в Курило-Камчатской дуге ($M=7.9-8.3$), размеры которых составляют 200-250x60-70 км, а амплитуда сейсмогенной подвижки достигает 10 м, а возможно и более.

Сильные землетрясения с магнитудами 6.0 и более демонстрируют приуроченность очагов к местам сочленения или пересечения крупных разломов. При этом первичные сейсмодислокации и облака афтершоков обрисовывают плоскости разломов, образующих такие дизъюнктивные узлы. Их проявления совершенно определенно свидетельствуют о сложном тектоническом устройстве очагов. Сейсмогенерирующие подвижки охватывают участки плоскостей разнонаправленных разломов (вертикальных, наклонных, а иногда и горизонтальных срывов) вблизи узлов их пересечения. В случае Газлийских землетрясений плоскости сейсмогенерирующих подвижек оконтурили в недрах грани объемного блока коры.

При изучении эпицентральных областей ряда сильнейших землетрясений Северной Евразии было установлено, что при выходе очага сильного сейсмического события (с магнитудой более 6.5) на поверхность возникшие сейсморазрывы могут следовать сразу нескольким плоскостям разломов, образующих дизъюнктивный узел или ограничивающих блок в земной коре. Сложные системы первичных сейсмодислокаций были выявлены и закартированы в очаговых областях Спитакского 1988 г, Суусамырского 1992 г, Нефтегорского 1995 г, Алтайского 2003 г, Олюторского 2006 г землетрясений [Рогожин и др., 2011; Gomez et al., 1997; Nissen et al., 2007; Ruptures of..., 1993]. Таким образом, это явление широко распространено в зонах сильных континентальных землетрясений.

Наиболее сложна структура очаговых зон высокомагнитудных сейсмических очагов в верхней части зоны Заварицкого-Беньофа и серий сильных землетрясений (высокомагнитудных роев). Проявления этих сейсмических событий на поверхности и на глубине свидетельствуют об объемной структуре очаговых зон и распространении очагов отдельных землетрясений таких серий вдоль границ крупных сейсмогенных блоков, а также наклонных и субгоризонтальных тектонических, геологических и геофизических разделов, ограничивающих эти блоки снизу [Рогожин, 2000; Юнга, Рогожин, 2000]. Очаги таких землетрясений пересекают земную кору на всю мощность и проникают в подкоровую литосферу. Строение их на глубине представляется сложным; в основном они приурочены к разломным лопастям крупных дизъюнктивных узлов или охватывают обширные объемные блоки литосферы.

Результаты проведенного анализа позволяют также дифференцировать сейсмоактивные зоны по типам характерных подвижек в очагах [Рогожин и др., 2011]. Так, очаги наиболее сильных землетрясений, происшедшие на материковом склоне Курило-Камчатской дуги, могут быть отнесены к двум основным типам, согласно решению фокального механизма и результатам исследования афтершокового процесса – межплитным и внутриплитным. К первому типу относятся надвиговые подвижки по пологой плоскости, погружающейся к западу и северо-западу, под островные дуги. Эпицентральные зоны очагов этого типа (к примеру, очаг Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г с $M=7.9$ на восточной Камчатке) были ориентированы параллельно островной дуге и располагались на материковом (приостровном) склоне островной дуги. При этом надвинутым в сторону желоба оказывается континентальное (камчатское) крыло разрыва, а сама плоскость подвижки, полого рассекая земную кору на всю ее мощность, по своему пространственному положению четко соответствует падению сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа [Рогожин, Захарова, 1998; Юнга, Рогожин, 2000]. Такие очаги наиболее полно соответствуют понятию о "межплитных" землетрясениях, введенных японскими сейсмологами [Katsumata et al., 1995]. Смещение в межплитном очаге как бы прямо отражает процесс субдукции – поддвижение Тихоокеанской плиты под островную дугу (рис. 1)

Второй тип сейсмических очагов можно назвать "внутриплитным" [Katsumata et al., 1995; Рогожин и др., 2011]. Эти мелкофокусные сильные землетрясения также возникают под приостровным склоном, на северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба. Действующая плоскость в очагах этих сейсмических событий (к примеру, Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г с $M_s=8.4$ на Южных Курилах) ориентирована параллельно островной дуге и очень круто погружается в восточном (или юго-восточном) направлении, под глубоководный желоб. Сейсмогенирующая подвижка этого сейсмического события представляла собой крутопадающий к востоку взброс, секущий литосферу на всю ее мощность и проникающий в верхний астеносферный слой, разрезая сейсмофокальную зону Беньофа на всю ее мощность. При этом взброшенным оказывается та часть материкового склона, которая располагается ближе к глубоководному желобу, а островное крыло относительно опущено. Сейсмические очаги этого типа совершенно не вписываются в представления о сейсмичности, вызванной процессом субдукции (рис. 2).

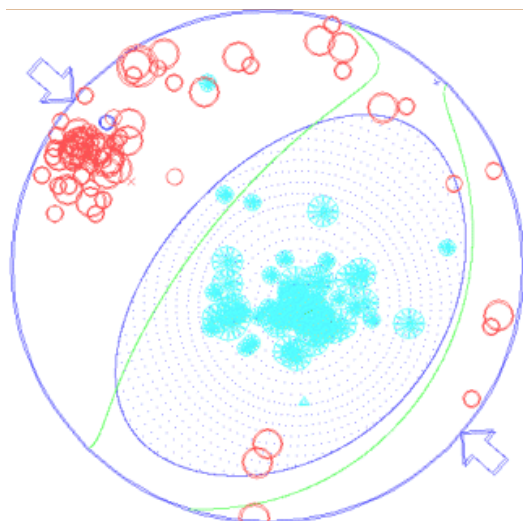


Рис. 1. Механизм очага Кроноцкого землетрясения по [Юнга и Рогожин, 2000]

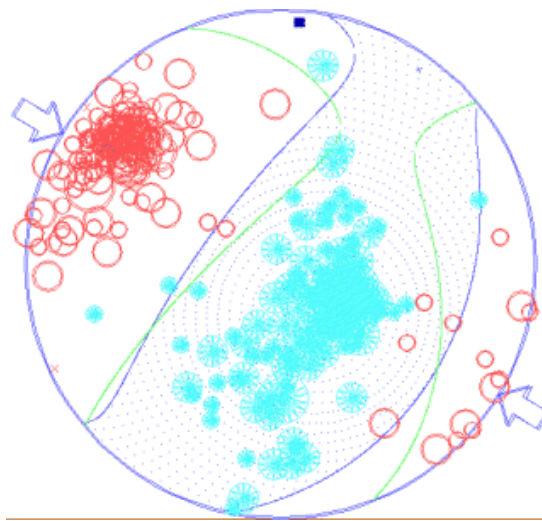


Рис. 2. Механизм очага Шикотаского землетрясения по [Юнга и Рогожин, 2000]

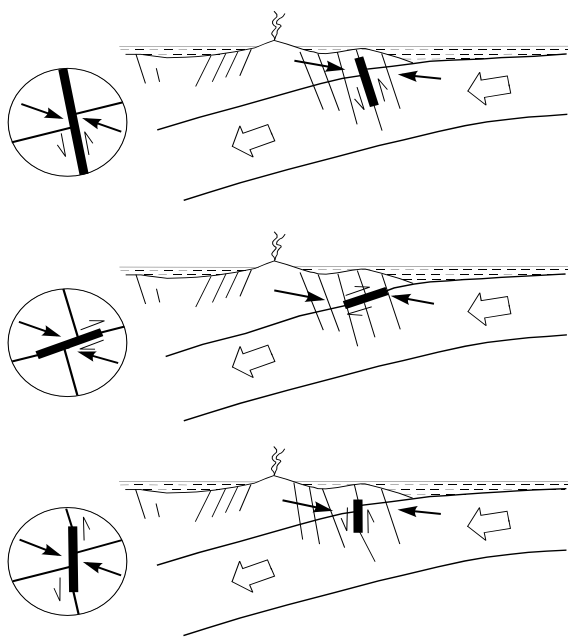


Рис. 3. Внутриплитные (первый и третий разрезы) и межплитные (второй разрез) сейсмические очаги в структуре активной континентальной окраины Азии по [Рогожин, 2000]

На рис. 3 показан схематический разрез активной континентальной окраины Азии, поясняющий разницу между положением на материковом склоне островной дуги чередующихся во времени внутриплитных (первый и третий разрезы) и межплитных (второй разрез) сейсмических очагов [по Рогожину и др., 2011].

Иными особенностями отличаются очаги землетрясений, произошедших в складчатых внутриконтинентальных системах. Западно-Туркменская впадина (Челекен-Кумдагская зона, Кумдагское землетрясение) сотрясается землетрясениями с крутым правосдвиговым механизмом очага. Такой же тип сейсмогенных смещений наблюдался и при многих других сильнейших землетрясениях Южной Туркмении: Красноводского 1895 г, Казанджикского 1946 г, Гермабского 1926 г, Ашхабадского 1948 г. Для центральной части Малого Кавказа (Памбак-Севанская зона, Спитакское землетрясение) характерны взбросо-правосдвиговые смещения по плоскости круто погружающейся к северу (рис. 4).

Для южного склона Большого Кавказа (Кахетино-Лечхумская зона, Рачинское землетрясение) типичны взбросо-надвиговые смещения с севера на юг, от горного сооружения к Закавказским депрессиям (рис. 5). Для горно-складчатых сооружений Центральной Азии: Тянь-Шаня и Алтая (Сусамырское, Зайсанское и Алтайское землетрясения) характерны взбросо-правосдвиговые смещения по широтным и запад-северо-западным разломам (рис. 6).

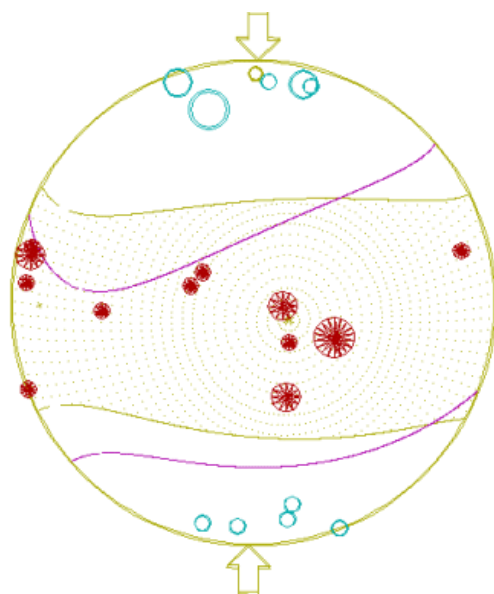


Рис. 4. Механизм очага Спитакского землетрясения по [Юнга, Рогожин, 2000]

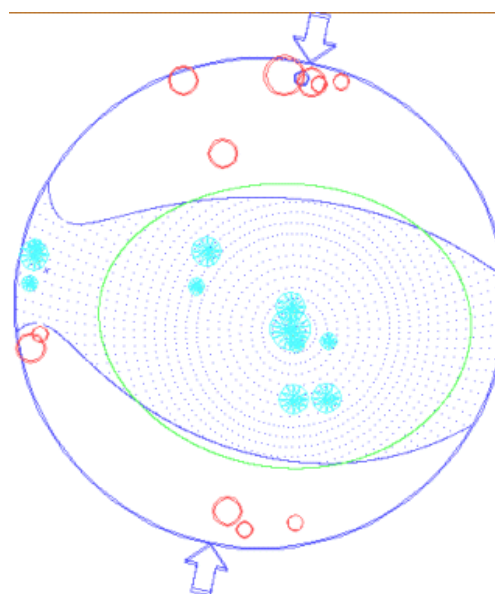


Рис. 5. Механизм очага Рачинского землетрясения по [Юнга, Рогожин, 2000]

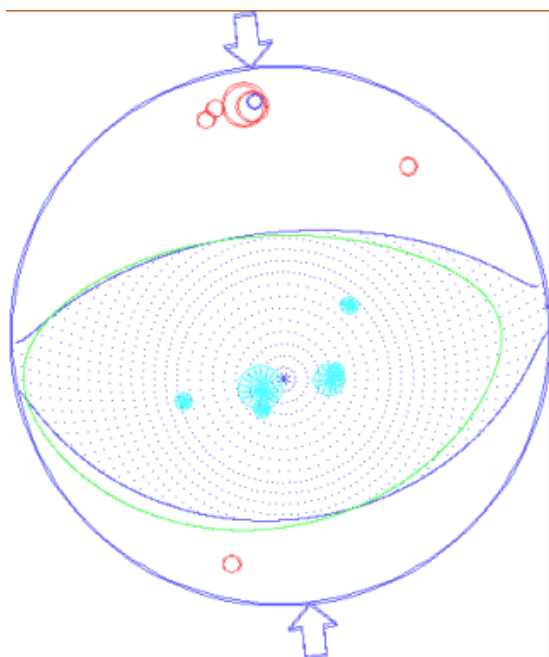


Рис. 6. Механизм очага Зайсанского землетрясения по [Юнга, Рогожин, 2000]

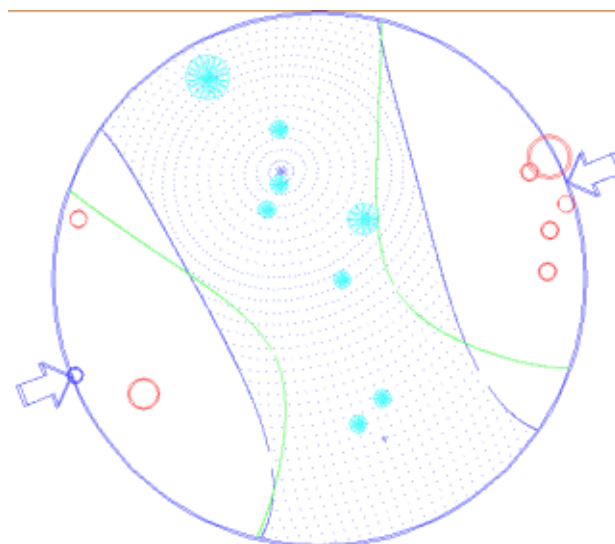


Рис. 7. Механизм очага Нефтегорского землетрясения по [Юнга, Рогожин, 2000]

Очаг Нефтегорского землетрясения 1995 г приурочен к активным зонам разломов, нарушающих островные дуги активной континентальной окраины Северной Евразии. По морфокинематике сейсмогенерирующей подвижки он может быть квалифицирован в качестве правостороннего крутопадающего сдвига-взброса трансформной природы (рис. 7).

Полученные результаты по строению очаговых зон сильных землетрясений позволяют сделать следующие основные заключения:

1. Расположение сеймотектонических остаточных деформаций на поверхности, афтершоков в толщах коры, а также другие проявления изученных сильных землетрясений свидетельствуют о приуроченности их очагов к зонам крупнейших глубинных разломов (шовным зонам).

2. Сейсмогенерирующие разломы часто демонстрируют заметную криповую подвижность за несколько лет до сильного землетрясения.

3. Умеренные по силе сейсмические события $M < 6.0$ (например, Кумдагское) характеризуются сравнительно простым строением очага, который может быть представлен как единая плоскость подвижки в зоне крупного разлома.

4. Очаги более сильных землетрясений с магнитудами 6.0 и более (Спитакское, Рачинское, Нефтегорское, Сусамырское) приурочены к местам сочленения или пересечения крупных разломов. При этом первичные сейсмодислокации и облака афтершоков обрисовывают плоскости разломов, образующих такие дизъюнктивные узлы.

5. Наиболее сложна структура очаговых зон серий сильных землетрясений (Газлийский высокомагнитудный рой). Проявления этих сейсмических событий на поверхности и на глубине свидетельствуют об объемной структуре очаговых зон и распространении очагов отдельных землетрясений таких серий вдоль границ крупных сейсмогенных блоков, а также наклонных и субгоризонтальных тектонических, геологических и геофизических разделов, ограничивающих эти блоки снизу.

6. Структура высокомагнитудных сейсмических очагов в верхней части зоны Заварицкого-Беньофа отличается большой сложностью и может быть отнесена на основании положения основной сейсмогенерирующей плоскости к межплитному или внутриплитному типу, что ставит под сомнение существование единственного механизма сейсмических очагов в переходных областях от континента к океану.

7. Будучи в целом приуроченными к зонам крупных разломов, сейсмические очаги с нарастанием энергии землетрясения становятся все более сложными структурно. Это значит, что в природе существуют и сравнительно просто устроенные и очень сложные очаги землетрясений. В то же время, размеры очагов изученных землетрясений увеличиваются с ростом магнитуды и приблизительно соответствуют известным статистическим оценкам.

8. В зависимости от геотектонической позиции сейсмоактивные зоны дифференцируются по типам характерных подвижек в очагах.

9. Очаги сильных и сильнейших землетрясений представляют собой устойчивые структуры в геологической среде; их положение обусловлено особым сочетанием геолого-геофизических условий. Сейсмические толчки время от времени повторяются в одних и тех же очагах, причем кинематика сейсмогенерирующей подвижки от землетрясения к землетрясению может изменяться. Средний период повторения этих толчков в основном зависит от геолого-тектонической позиции очаговых зон: в подвижных системах альпийского (Средиземноморского и Тихоокеанского) пояса он составляет несколько сотен лет, в альпийских срединных массивах и эпипалеозойских орогенах – несколько тысяч лет, а на молодых (и, по-видимому, на древних) платформах – несколько десятков тысяч лет.

10. Подготовка очага главного толчка сильнейшего землетрясения происходит в крупных, сейсмогенерирующих структурах и определяется региональным полем напряжений. Любые изменения в характере сейсмичности или в форме записей сейсмических волн от землетрясений, возникающих непосредственно перед главным толчком, могут рассматриваться как его предвестники и являются важными факторами в предсказании сильного землетрясения. Во многих случаях незадолго до главного землетрясения отмечается появление слабых форшоков, рост числа слабых толчков в окрестности будущего эпицентра, изменение спектрального состава волн и др., т.е. наблюдаются предвестники приближающегося землетрясения.

Таким образом, можно поставить точку в давнишнем споре ведущих сейсмогеотектоников и сейсмологов о структурной приуроченности очагов сильных землетрясений. Сейчас можно утверждать, что все казавшиеся непримиримыми точки зрения (см. выше) имеют право на существование – от признания простого устройства сейсмических очагов, связанных с плоскостями отдельных крупных разломов до сложных дизъюнктивных узлов и объемных структур, задействованных в сейсмическом процессе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-00205-а) и Программы Президиума РАН № 4.

ЛИТЕРАТУРА

- Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования // М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 375 с.
- Ваков А.В.* Геометрические параметры и магнитуа очагов землетрясений при различных типах подвижек // *Вопр. инженерной сейсмологии*. М.: Наука. 1992. Вып. 33. С. 40–53.
- Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент. Изд-во «Фан», 1986. 368 с.
- Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Ранцман Е.Я., Систернас А., Соловьев А.А.* Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности // М.: Наука. 1988. 174 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Ред. *Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко* // М.: Изд-во АН СССР. 1963. 391 с.
- Горшков Г.П.* Региональная сейсмогеотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука. 1984. 27 с.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 464 с.
- Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмология, геология, геофизика. М.: Наука. 1980. 220 с.
- Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г.* Комплекс долгосрочных предвестников для сильнейших землетрясений мира // В кн.: *Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий*. 27-ой международный геологический конгресс (СССР, Москва, 4–14 августа 1984). Коллоквиум 06. М.: Наука. 1984. Т. 61. С. 56–66.
- Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г.* Периоды повышения вероятности возникновения для сильнейших землетрясений мира // В сб.: *Математические методы в сейсмологии и геодинамике (Вычислительная сейсмология)* М.: Наука. 1986. Вып. 19. С. 48–58.
- Масарский С.И.* Эпицентральная зона повторных толчков Ашхабадского землетрясения // *ДАН СССР*. 1950. Т. 74, № 3. С. 481–483.

- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука/ 1976. С. 9–27.
- Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Тектоническая природа сейсмической активности 1994 г. на западной окраине Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 93–106.
- Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д. и др.* Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза. Ред. А.О.Глико. М.: ООО «Светоч Плюс». 2011. 368 с.
- Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000, № 1. Т.2. С. 37–62.
- Рустанович Д.Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. // Вопр. инж. сейсмол. М.: Наука. 1967. Вып. 12. 95 с.
- Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Изд-во Академии горных наук. 1997. 542 с.
- Юнга С.Л., Рогожин Е.А.* Сейсмичность, механизмы очагов землетрясений и сеймотектонические деформации в пределах активных блоков литосферы // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М. 2000. С. 383–420.
- Album of the Kunlun Pass W. Ms 8.1 earthquake; China. Ed. Song R. China Seismological Bureau. Seismological Press. 2003. 105 p.
- Baljinna I., Bayasgalan A., Borisov B.A. et al.* Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings // Geol. Soc. of America. 1993. Mem. 181. 62 p.
- Cisternas A., Dorel J., Gaulon R.* Models of the complex source of the El-Asnam earthquake // BSSA. 1982. Vol. 72, No. 6. P. 2245–2266.
- Deng Q., Feng X.* Study of Holocene paleoearthquakes by large trench in the Manas-Tugulu revers fault and Fold zone along Northern margin of Tianshan Mountains, in Xinjiang // Research of Active faults. Seismological Press. 1994. V. 3. P. 1–17.
- Ding G., Chen J., Tian Q., et al.* Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan Plateau // Tectonophysics. 308 (2004). P. 243–260.
- Ge Shumo, Bo Meixiang, Zheng Fuwan, Luo Fuzhong.* The Koktogay-Ertai Fault, Xinjiang, China // Journal of Earthquake Prediction Research. 1996. Vol. 5, No. 4. P. 470–504.
- Gomez J. M., Bukchin B. G., Madariaga R., et al.* 1997. Rupture Process of the 19 August, 1992 Susamyr Earthquake, Kyrgyzstan // J. of Seismology. Vol. I, issue 3. P. 219–235.
- Katsumata K., Ichiyonady M., Miwa M., Kasahara M.* Aftershock distribution of the October 4, 1994 M_w8.3 Kuril Island earthquake determined by local seismic network in Hokkaido, Japan // Geophys. Res. Letters. 1995. Vol. 22. No. 11. P. 1321–1324.
- Mountrakis, D., Pavlides, S., Zouros, N., Astaras, Th., Chateipetros, A.* Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 Western Macedonia (Greece) earthquake // J. Geodyn. 1998. 26 (2-4). P. 175–196.
- Nissen E., Emmerson B., Funning G. J., et al.* 2007. Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes – dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India-Eurasia collision zone // Geoph.Journ.Int. 169. P. 216–232.
- Notrhrige, California, Earthquake of January 17, 1994. First of Two Special Issues // Earthquakes and Volcanoes. 1994. Vol. 25, No. 1. 55 p.
- Paleoseismology. San Diego: Academic Press. 1996. Edited by J. McCalpin. 585 p.
- Pavlides, S., Zouros, N.C., Chatzipetros, A.A., Kostopoulos, D.S., Mountrakis, D.M.* 1995. The 13 May 1995 Western Macedonia, Greece (Kozani-Grevena) earthquake; preliminary results // Terra Nova. 7. P. 544–549.
- Rogozhin E.A., Reisner G.I., Ioganson L.I.* Western Macedonia earthquake of 13 May 1995 (Ms=6.6) and seismic potential of Northern Greece // J. Geodynamics. 1998. Vol. 26, No 2/4. P. 289–295.
- Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geol. Soc. Of America. 1993. Mem. 181. 62 p.
- Ten Years of Paleoseismology in the ILP: Progress and Prospects. Kaikoura, New Zealand, December 2001 // Annals of Geophysics. Vol. 46, No. 5. 2003. P. 733–1194.
- The San Andreas fault system, California. Ed. R.E. Wallace // U.S.G.S. professional Paper. 1515. Washington. 1990. 283 p.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84, No 4. P. 974–1002.

ПРИМЕНЕНИЕ ПОЛЕВЫХ МЕТОДОВ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ О РАЗРЫВАХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ И ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Л.А. Сим

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

sim@ifz.ru

Важнейшими геологическими индикаторами тектонических напряжений являются разрывные нарушения всех масштабных уровней, изучение и анализ которых дает возможность получить информацию о напряженном состоянии, в котором эти структуры образовались или активизировались. Такая информация играет важную роль при решении теоретических и практических задач, примеры которых будут рассмотрены ниже.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Практически все полевые методы основаны на исследованиях мелких структурных форм, заключающих в себе свидетельства о тектонических напряжениях, сформировавших их. Основные методы делятся на 2 большие группы: 1 - методы структурного и 2 - кинематического анализа индикаторов тектонических напряжений [Ребецкий, 1999, 2002; Гинтов, 2005а; Сим, 2009].

Первая группа основана преимущественно на выделении сколовых сопряженных трещин. Основоположителем этой группы методов является М.В.Гзовский [1975]. Метод основан на представлениях теории прочности Кулона, согласно которой разрушение материала и образование разрыва связывается с плоскостью действия максимальных касательных напряжений. К этой группе относятся: статистический метод [Николаев, 1977], метод квазиглавных напряжений [Парфенов, 1981, 1984], метод морфокинематического анализа [Гинтов, Исая, 1984; Гинтов, 2005а, б] и структурно-геоморфологический (СГ) метод [Сим, 1991].

Вторая группа методов реконструкции тектонических напряжений основана на анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения (О.И. Гущенко, 1973, 1979; J. Angelier, 1974; В.Д. Парфенов, 1981, 1984; Ю.Л. Ребецкий, 1999, 2002 и др.) и объединена Ю.Л. Ребецким в «методы дислокационного анализа» Обоснование этого подхода опирается на теорию дислокационного скольжения Батдорфа-Будянского [Ребецкий, 2002].

Объединяющим полевые методы реконструкции тектонических напряжений обоих перечисленных групп является метод парагенетического анализа дизъюнктивных структур [Расцветаев, 1982, 1987], который Ю.Л. Ребецкий отнес к методам расчета квазипластических деформаций [Ребецкий, 2002]. Л.М. Расцветаев установил «некоторые общие геомеханические модели дизъюнктивной деформации элементарных геомеханических объемов, отвечающие различным типам напряженно-деформированного состояния, реологического поведения и внешнего нагружения этих объемов» [Расцветаев, 1987].

Особое место занимает методика П. Банквитца, опирающаяся на изучение морфологии трещин отрыва (фрактологической характеристики). Оси главных нормальных напряжений, вызывающих образование трещины, ориентированы следующим образом: максимальные - по оси симметрии трещины отрыва, минимальные - по нормали к трещине, промежуточная ось, соответственно, лежит в плоскости трещины и перпендикулярна оси симметрии [Банквитц, 2000].

Метод нахождения общего поля напряжений по данным о локальных стресс-состояниях и выделение рангов полей напряжений основан на данных математического моделирования локальных полей напряжений в окрестностях разрыва при смещении по нему [Осокина 1987; Осокина, Фридман, 1987]. Он сводится к следующему: если все оси σ_1 или σ_3 локальных напряжений являются одноранговыми и вызваны перемещением по разрыву более высокого (крупного) ранга, то они должны описываться конусами сжатия и растяжения с углом при вершине 90° . При этом в конусе сжатия не должно быть осей растяжения и, наоборот, в конусе растяжения не должно быть осей сжатия. Оси конусов взаимно перпендикулярны и являются осями сжатия и растяжения общего поля напряжений, а точки их касания – полюсами площадок действия максимальных касательных напряжений. Взаимно перпендикулярные локальные оси сжатия и растяжения в разных крыльях разрывов на их концах попадают в область между конусами сжатия и растяжения [Сим, 1982; Сим и др., 1987].

Обзор перечисленных методов был изложен на первой молодежной конференции [Сим, 2009], в связи с чем в данной работе можно ограничиться рассмотрением собственно результатов изучения тектонических напряжений полевыми методами.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЯХ, ВОССТАНОВЛЕННЫХ ПОЛЕВЫМИ МЕТОДАМИ, В РЕШЕНИИ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Одной из главных теоретических проблем, решаемых с помощью исследований тектонических напряжений, является определение механизмов формирования структур: сбросового – с вертикальной осью максимального сжатия, взбросового – с вертикальной осью минимального сжатия («растяжения») и сдвигового с горизонтальными осями «сжатия» и «растяжения». Примерами таких определений могут служить исследования тектонических напряжений на Ковдорском массиве (Кольский п-ов), Гальмазнанском массиве Ватыно-Вывенской сутуры (Корякия) и Воронцовском покрове (СЗ Кавказ).

Ковдорский массив. Возраст Ковдорского массива ультраосновного щелочного состава колеблется в интервале 373-376 млн. лет, Массив прорывает биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы кольско-беломорского комплекса архея, которые образуют крупную моноклиналичную структуру с общим падением на северо-восток. С вмещающими породами массив имеет эруптивные контакты. Структура массива представлена сложным сочетанием цилиндрических, конических и неполнокольцевых форм, обусловленных последовательным внедрением различных по составу интрузий. Массив отличается очень разнообразный состав пород: разнообразные оливиниты, пироксениты, нефелиновые сиениты, карбонатиты и др. (рис. 1). Помимо разного состава магматических пород значительная неоднородность их минералогического состава обусловлена неоднократными метасоматическими процессами и длительным этапам выветривания, которым подвергся массив на различных этапах своего развития.

Тектонофизические исследования были сосредоточены в пределах карьера рудника «Железный» в пределах Ковдорского массива, в разных бортах которого по бороздам скольжения графическим вариантом кинематического метода О.И. Гущенко [1979] восстановлено 17 локальных стресс-состояний.

Методом нахождения общих полей [Сим, 1982] по этим данным о локальных стресс-состояниях определены 2 варианта общего поля напряжений.

Первый вариант (№1) для всего карьера определяет взбросовый механизм формирования структуры и имеет следующие характеристики: ось растяжения (σ_1) крутая, азимут погружения – $220^\circ \angle 65^\circ$; ось сжатия (σ_3): $98^\circ \angle 15^\circ$, промежуточная ось (σ_2) $4^\circ \angle 20^\circ$. Плоскости действия максимальных касательных напряжений $\tau_{\max}$ – азимут падения $82^\circ \angle 62^\circ$, левый взбросо-сдвиг и азимут падения $302^\circ \angle 38^\circ$, правый взбросо-сдвиг. Этому общему полю противоречит единственное определение оси растяжения в объеме №2 (восточная стенка карьера), но, учитывая некоторую ненадежность этого определения из-за малого числа борозд скольжения и их слабой выраженности, этим противоречием можно пренебречь (рис. 1).

Второй вариант общего поля напряжений (№2) свидетельствует о сдвиговом механизме и характеризуется переиндексацией промежуточной оси и оси сжатия. Соответственно, ось растяжения ориентирована по азимуту $4^\circ \angle 20^\circ$, промежуточная ось крутая – $220^\circ \angle 65^\circ$; ось сжатия (σ_3): $98^\circ \angle 15^\circ$ (рис. 2). Плоскости действия максимальных касательных напряжений $\tau_{\max}$ – $140^\circ \angle 84^\circ$, правый взбросо-сдвиг с примерно равными сдвиговой и взбросовой составляющими и азимут падения $233^\circ \angle 66^\circ$, левый взбросо-сдвиг с преобладанием сдвиговой составляющей смещения. Оси растяжения общего поля № 2 противоречат оси локального сжатия в объемах № 1 и № 2; оси сжатия в объемах №№ 3, 6 и 10 в принципе находятся в пределах ошибки определения осей (и измерений векторов перемещения)

Сдвиговый механизм является более молодым, т.к. на отдельных плоскостях с бороздами скольжения зафиксированы по 2 следа перемещения, из которых ранние борозды были более крупными, ориентированными практически параллельно падению плоскостей сместителей, а наложенные на них более молодые следы перемещений – сдвиговые.

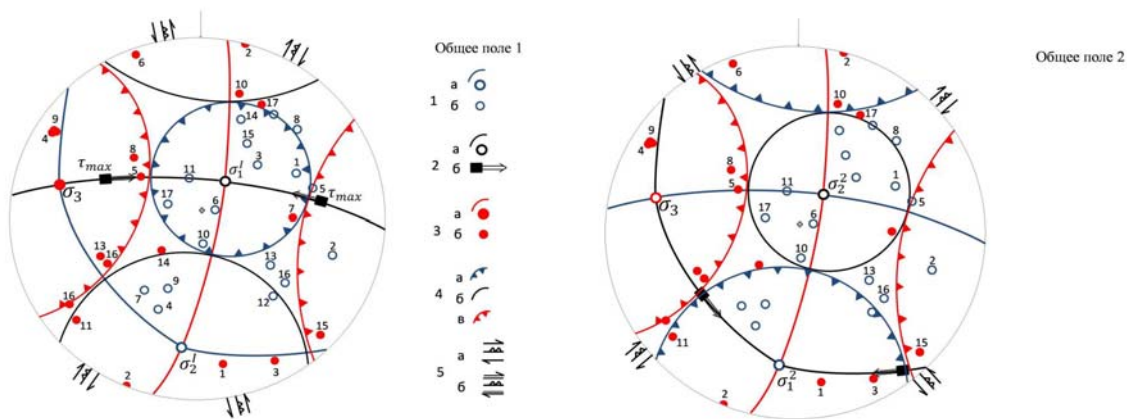


Рис. 1. Общее поле напряжений №1 (р-к «Железный»). 1а-3а – оси главных нормальных напряжений в однородно-нагруженных объемах и плоскости действия осей общего поля: 1 – растяжения, 2 – промежуточная, в – сжатия; 1б и 3б – оси сжатия (1б) и растяжения (3б) однородно-нагруженных объемов, 2б – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений. 4 – конуса: а – сжатия, б – промежуточных осей, в – растяжения. 5 – простираение плоскостей действия максимальных касательных напряжений и кинематические типы: а – взбросо-сдвиги, б – сдвиго-взбросы. Сетка Вульфа, верхняя полусфера

Решению принципиального вопроса о возрастном взаимоотношении восстановленного взбросового и сдвигового механизмов формирования структуры массива способствовал анализ распределения плоскостей с зеркалами скольжения. Плотность всех измеренных 273 плоскостей с бороздами скольжения показал их отчетливое поясное распределение, анализ которого производится по методике В.Н. Даниловича [1961].

Пояс трещин совпадает с плоскостью действия промежуточной оси молодого «регионального» поля (рис. 3), а главные максимумы плотностей плоскостей с бороздами скольжения расходятся от оси сжатия и растяжения этого поля симметрично. Борозды скольжения обычно отражают следы наиболее молодых перемещений, такая согласованность их с осями молодого поля напряжений подтверждает справедливость определения возрастных взаимоотношений двух «региональных» полей.

Взбросовое поле напряжений, предположительно, связано с этапом воздымания интрузии на дневную поверхность, а сдвиговое поле согласуется по ориентации осей главных нормальных напряжений с региональным неотектоническим полем напряжений восточной части Балтийского щита [Сим, 2000].

Воронцовский покров. У нескольких поколений геологов значительный интерес и дискуссии вызывают покровы и надвиги Северо-Западного Кавказа. К их числу относится и Воронцовский покров, исследованный в горной выработке, проходящей в нижней части фронтальной части покрова вблизи г. Сочи [Яковлев и др., 2008].

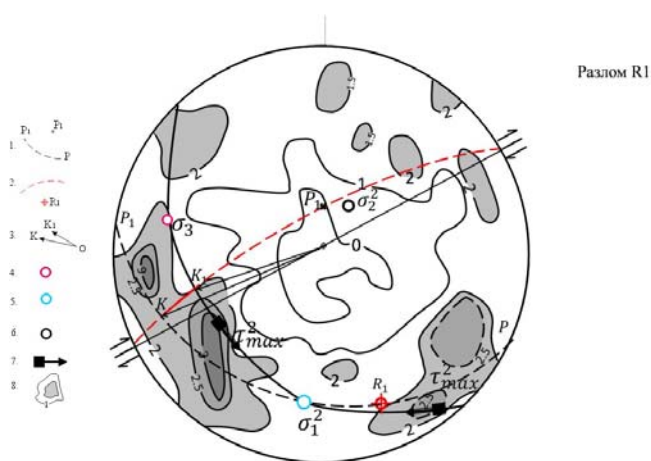


Рис. 2. Поясное распределение полюсов плоскостей с бороздами скольжения и определение кинематического типа разлома на руднике «Железный», Ковдорский массив (сетка Вульфа, верхняя полусфера). пояс реализованных плоскостей PP_1 и его ось (полюс) P_1 . 2 – плоскость разлома и его полюс R_1 . 3 – вектора перемещений в плоскости разлома, определенные согласно: КО – поясному распределению трещиноватости, K_1O – ориентировке осей главных нормальных напряжений общего поля П. 4-6 – оси максимальных (4), промежуточных (5) и минимальных (6) сжимающих главных нормальных напряжений П поля. 7 – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений. 8 – изолинии плотности трещин с бороздами скольжения

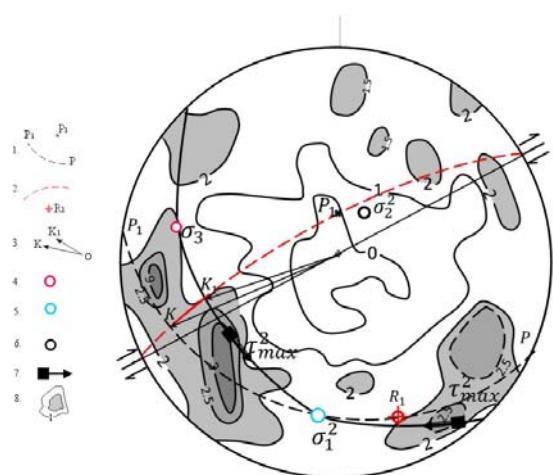


Рис. 3. Поясное распределение полюсов плоскостей с бороздами скольжения и определение кинематического типа разлома на руднике «Железный», Ковдорский массив (сетка Вульфа, верхняя полусфера). 1 – пояс реализованных плоскостей PP_1 и его ось (полюс) P_1 . 2 – плоскость разлома и его полюс R_1 . 3 – вектора перемещений в плоскости разлома, определенные согласно: КО – поясному распределению трещиноватости, K_1O – ориентировке осей главных нормальных напряжений общего поля Π . 4-6 – оси максимальных (4), промежуточных (5) и минимальных (6) сжимающих главных нормальных напряжений Π поля. 7 – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений. 8 – изолинии плотности трещин с бороздами скольжения

Структуры СЗ Кавказа, сложенные мезозойско-кайнозойскими отложениями, расположены между двумя крупными граничными глубинными разломами: с севера Главным Кавказским надвигом, проходящим по южному подножью г. Фишт, сложенной верхнеюрскими известняками, с юга – шовной зоной Ахцу, сложенной также верхнеюрскими известняками. В пределах СЗ Кавказа практически непрерывное накопление мощных терригенных и флишевых толщ верхней юры-эоцена завершилось в конце эоцена позднеальпийской складчатостью.

Южнее зоны Ахцу расположена Абхазская зона, испытавшая в конце палеогена существенное погружение с накоплением глинистых флишевых толщ олигоцена и слабую складчатость. Она отнесена к структурам Закавказского срединного массива.

Воронцовский покров расположен на южном склоне СЗ Кавказа в р-не г. Сочи. Он принадлежит южному ограничению структуры Большого Кавказа. Во фронтальной части в исследованной полосе междуречья рек Сочи и Мамайка современная структура покрова представляет слабо наклонную к северу моноклинали, разбитую несколькими продольными субвертикальными и редкими субмеридиональными разрывами (рис. 4).

Общая мощность толщи палеогеновых отложений покрова составляет 1.3-1.6 км, минимальная амплитуда перемещения на юг равна 15 км. На дневной поверхности структура покрова является спокойной, без значительного количества разрывов и только отдельными мелкими складками вблизи разрывов. В нижней части покрова, вскрытой горной выработкой, отмечены многочисленные мелкие складки и зоны дробления с падением осевых поверхностей на СВ (фото 1).

Реконструкция тектонических напряжений произведена кинематическим методом. Восстановленные 15 локальных стресс-состояний в разных частях тела покрова как с дневной поверхности, так и в горной выработке, дали возможность определить общее взбросовое поле напряжений с субгоризонтальной осью сжатия, погружающейся на ЮЗ под углом 20° и субвертикальной осью растяжения (рис. 5). Его нижний возрастной рубеж определяется как эоценовый по возрасту наиболее молодых отложений, претерпевших покровное перемещение.

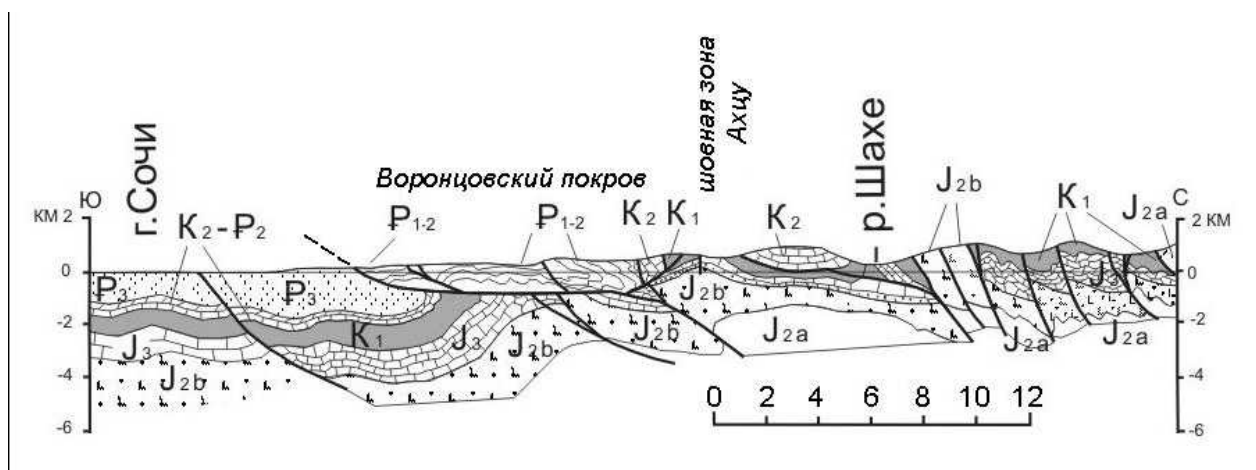


Рис. 4. Схематический геологический разрез через структуры Воронцовского покрова в районе г. Сочи (по материалам [Лаврищева и др., 2000] с добавлениями А.В.Маринина [Яковлев и др., 2008])



Фото 1. Характер складок в detachменте Воронцовского покрова. Север справа. (фото Ф.Л. Яковлева)

Морфология складок в целом согласуется с восстановленным общим полем напряжений по совпадению шарниров складок и промежуточных осей локального уровня. При этом вопрос о генезисе складок оставался открытым: в восстановленном поле напряжений формирование покрова могло быть как тектоническим с поперечным укорочением (чистый сдвиг, модельный наклон оси сжатия 0°), так и гравитационным с удлинением слоев (простой сдвиг, модельные наклоны осей сжатия 45°), которому не противоречит наклон оси сжатия в 20° . Численные параметры складчатых деформаций, измеренные и проанализированные Ф.Л. Яковлевым (наклон осевых поверхностей складок и величина сокращения) показали, что механизм формирования этих складок является простым сдвигом вдоль плоскости подошвы покрова, что говорит в пользу его гравитационного происхождения [Яковлев и др., 2008]. Таким образом, для успешного решения вопроса о механизме формирования покрова необходимо комплексное тектонофизическое изучение деформаций и напряжений, а также исследование деформационных состояний вообще в сложных складчатых структурах

Закономерности развития циклов деформаций в процессах тектогенеза. Одним из важных аспектов результатов полевых тектонофизических исследований является обнаружение периодической закономерной смены региональных механизмов деформаций, контролирующих этапы и стадии развития региональных и локальных тектонических структур [Васильев, Мострюков, 2000, 2001]. Такая смена механизмов подтверждалась многочисленными геологическими работами как в различных регионах, так и на разном масштабном уровне. Наиболее крупной из таких работ, на наш взгляд, является исследование В.В. Белоусовым тектоники Большого Кавказа, установившего инверсию геосинклинального прогиба на последующее поднятие [Белоусов, 1962].

Ватыно-Вывенская сутура. Закономерная смена механизмов деформирования была установлена и определена как «непрерывно-прерывистое развитие тектонических импульсов, определяющее квазициклические изменения тектонического поля напряжений на последовательных циклах и фазах деформирования. Проявление каждого цикла ... деформаций контролируется условием длиннопериодной устойчивости главных осей тензора напряжений регионального ранга» [Васильев, Мострюков, 2001]. В одном цикле деформирования выделяется 6 фаз; смена фаз происходит с выполнением следующих условий: 1). постоянство положения в пространстве осей главных

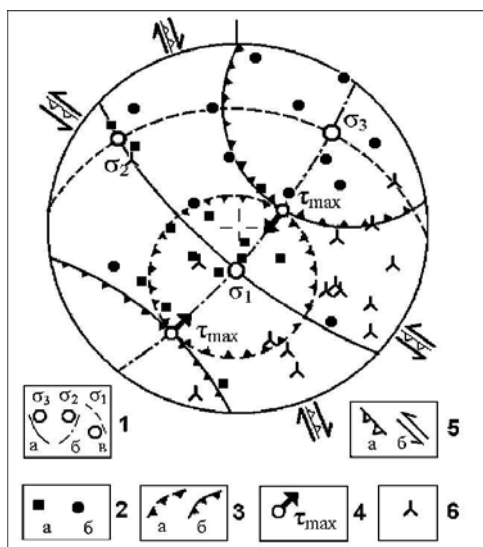


Рис. 5. Стереограмма напряженного состояния Воронцовского покрова (сетка Вульфа, верхняя полусфера). 1 – оси главных нормальных напряжений общего поля и плоскости их действия: а – сжатия, б – промежуточной, в – растяжения; 2 – оси главных нормальных напряжений локального уровня: а – растяжения и б – сжатия; 3 – общее поле напряжений: конусы растяжения (а) и сжатия (б); 4 – полюсы плоскостей действия максимальных касательных напряжений; 5 – типы перемещений по плоскостям действия максимальных касательных напряжений: взбросы, сдвиги; 6 – позиции шарниров складок

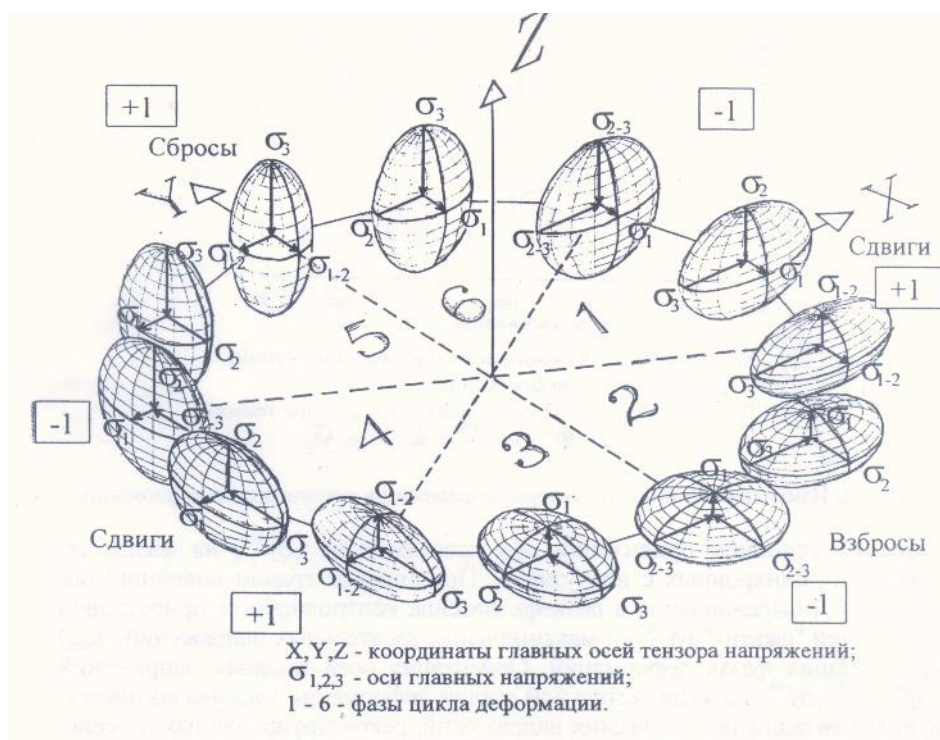


Рис. 6. Схема изменения соотношений между осями ($\sigma_1^{\text{рег}}, \sigma_2^{\text{рег}}, \sigma_3^{\text{рег}}$) главных нормальных напряжений в течение цикла деформаций

нормальных напряжений, 2). при их переиндексации в двух последовательных фазах одна из осей сохраняет свое положение неизменной; 3). непрерывно изменяющиеся от +1 до -1 коэффициенты $\mu\sigma$ и $\mu\epsilon$ при смене фаз достигают свои предельные значения (рис. 6, 7).

Такая смена фаз в течении одного цикла деформирования была выделена на основании результатов полевых тектонофизических работ, проводившихся в одном из ультрамафитовых массивов Ватыно-Вывенской структуры Корякского нагорья размером 3 x 5 км².

Массив сложен комплексом ультраосновных и основных пород, залегающих с тектоническим несогласием среди флишоидов верхнего мела. Возраст габброидов массива предположительно эоценовый. В сборе натурального материала принимала участие довольно большая группа исследователей [Васильев и др. 1999], которая создала следующий банк данных: 5131 замер трещин с бороздами скольжения, элементы залегания хромитовых прожилков – 200, жил того же состава – 75, кливажа – 65. На основании анализа приведенного банка данных, а также привлечения петроструктурных данных В.Г. Батановой и др. (по [Васильев, Мострюков, 2001]), данных о механизмах очагов землетрясений, анализа современного рельефа Н.Ю. Васильевым и А.О. Мострюковым с помощью комплекса методов были восстановлены 9 последовательных стадий деформирования: 3 ранние I - III, отнесенные к мезозойскому циклу развития деформаций, IV-IX - к кайнозойскому циклу (рис. 6). Фазы кайнозойского цикла выделены на основании анализа векторов перемещения на зеркалах скольжения. При этом количество плоскостей с бороздами скольжения, по которым определялись фазы деформирования, последовательно уменьшалось от более молодых фаз к более древним.

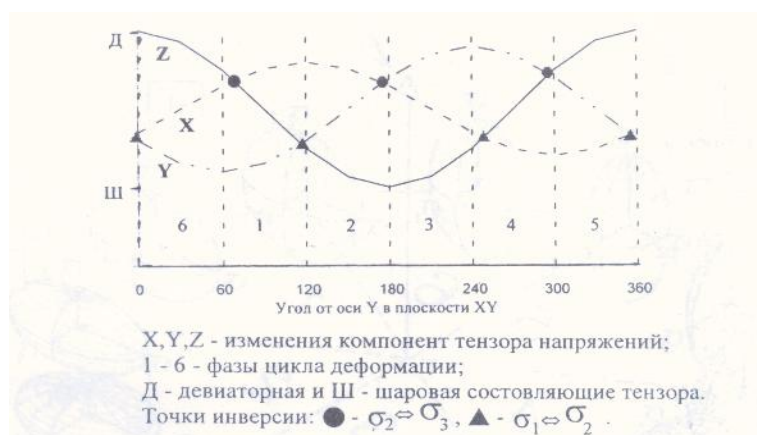


Рис. 7. Изменение компонент напряжений в течение цикла деформаций

Северные части Урала. Выделение фаз в цикле деформирования произведено на материале, собранном по Полярному и Приполярному и Северному Уралу с помощью программы, любезно предоставленной Н.Ю. Васильевым и А.О. Мострюковым. Идеология, обоснование и алгоритм выделения фаз в пределах циклов деформирования изложены в [Васильев и др., 1999; Васильев, Мострюков, 2000. 2001], а также О.И.Гущенко [1999]. Использованный для выделения фаз деформирования банк данных о мелких структурных формах Урала содержит более 10 000 замеров векторов перемещений на зеркалах скольжения, кроме этого элементы залегания минерализованных жил, сланцеватости, трещин разного генезиса.

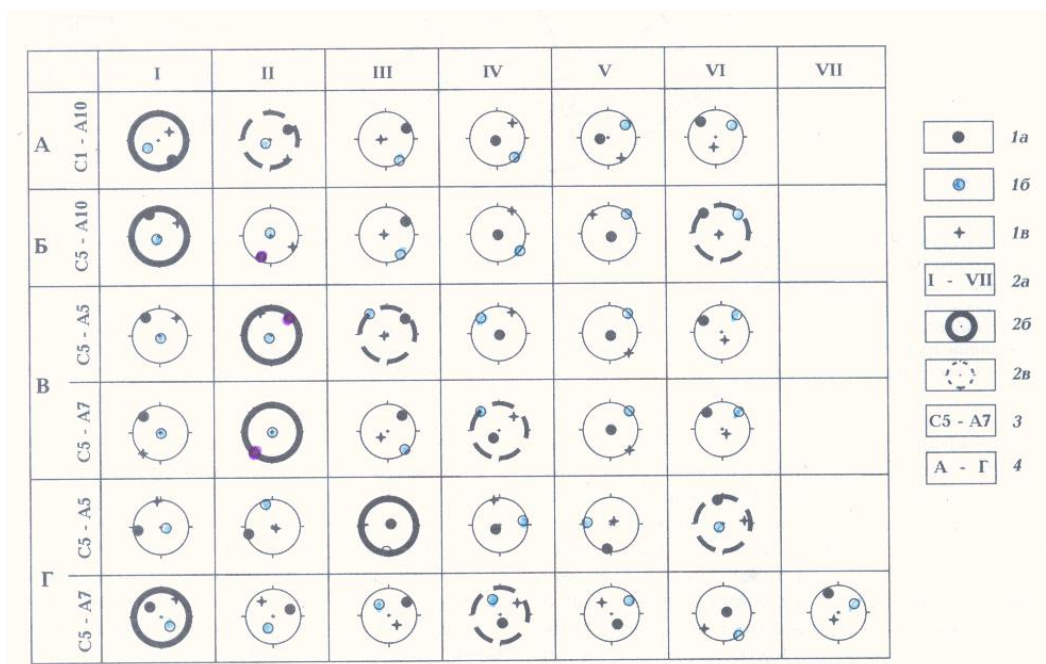
В районе исследований выделяются структурные этажи: добайкальский (протерозойские породы преимущественно в пределах Кожимской кольцевой структуры Ляпинского антиклинория), «доуральский» (рифей-вендские породы), почти полностью переработанный в герцинское время, каледоно-герцинский (палеозойский комплекс осадочных и вулканогенных пород, смятых в складки, а также офиолиты – остатки Уральского палеоокеана).

Так как большинство исследователей Урала подчеркивают неоднократную смену геодинамических обстановок в истории развития региона с формированием и активизацией структур диагонального или ортогонального простираний, то в задачу исследования входило наличие и установление последовательности фаз деформирования.

Фазы деформирования рассчитывались в 40 выборках – в субширотных и субмеридиональных «блоках», выделенных с учетом тектоники, в том числе 4 выборки – по комплексам пород, слагающих перечисленные выше структурные этажи. Произведенные расчеты показали, что оси главных нормальных напряжений (ОГНН) в выборках зависят от заданных расчетных параметров - коэффициента сглаживания «С» и точности вывода ОГНН «А»; при «С», равном 10, 50, 100, независимо от величины коэффициента «А» результаты оставались неизменными, поэтому опытным путем установлен верхний предел изменения коэффициента сглаживания, равный 10. Для двух молодых герцинских комплексов в табл.1 приведены по 2 варианта расчета при разных коэффициентах «А».

Общий для всех этажей (зон) цикл характеризуется шестью последовательно сменяющимися фазами. По табл. 1 видно, что есть отдельные отклонения от идеально заданной смены фаз, тем не менее, наиболее устойчиво выделяется единый цикл деформирования, в целом свойственный всем структурным этажам и офиолитовому поясу исследованной части Урала.

Таблица 1. Фазы региональных тектонических напряжений Приполярного Урала. 1 – оси главных нормальных напряжений (а – сжатия, б – растяжения . в – промежуточная); 2 – фазы деформирования (а – порядковые номера фаз от молодых к древним, б – с максимальным, в – с минимальным количеством борозд скольжения); 3 – параметры расчета (С – коэффициент сглаживания, А – точность вывода оси деформаций); 4 – расчетные объемы: А - Кожимская кольцевая структура, добайкальский этаж, Б – рифей-нижнекембрийские метаморфические комплексы; В, Г – комплексы герцинид: В - палеозойско-мезозойские осадочные, Г-офиолитовые. Сетка Вульфа, верхняя полусфера



ОГНН во всех фазах ориентированы диагонально по отношению ко всем зонам. Самая древняя фаза VI (нумерация принята от наиболее молодой фазы – I до самой древней – VI) – сдвиговая с горизонтальной осью сжатия СЗ и осью растяжения – СВ простирий; последующие 2 фазы – сбросового типа с крутой осью сжатия, ось растяжения СВ простирия сохраняет свое положение на V фазе, а на IV происходит инверсия с промежуточной осью, таким образом, на этой стадии сбросовое поле характеризуется СЗ растяжением. III фаза – сдвиговая, ось сжатия становится СВ простирия и горизонтальной. Две последние фазы – молодые, характеризуются взбросовым типом, во II фазе сохраняется СВ положение оси сжатия, а в I после переиндексации она приобретает СЗ простириание. Таким образом, региональное поле напряжений VI фазы, вероятно, герцинское, отражающее косую коллизию Урала, а I фаза – неотектоническая, которая характеризуется сжатием СЗ простирия, аналогичном герцинскому.

Ранжирование неотектонических напряжений региона (рис. 8), а также многочисленные геологические данные показывает, что разные структуры региона могут в целом соответствовать различным фазам деформирования [Сим и др., 2005]. Субширотное сжатие II ранга в Омега-Шорском блоке и в герцинидах западного склона Северного Урала нашло свое отражение лишь в первом варианте расчета I и II фаз деформирования (табл. 1, коэффициенты C5-A5) для офиолитов. Вообще, ортогональная ориентация ОГГН в расчетах, проявившаяся лишь в офиолитах, связана, по-видимому, с измерениями борозд скольжения в офиолитах лишь на Северном Урале, характеризующемся развитием меридиональных палеозойских структур, а в осадочных породах палеозойского комплекса измерения были произведены как на Приполярном Урале с СВ простирианием структур, так и на Северном Урале, что в сумме дало устойчивые диагональные ориентации ОГНН.

Впервые выделенные обоснованные фазы внутри единого регионального цикла деформирования для всех разновозрастных структур региона во-первых, подтверждают унаследованность неотектонических структур от герцинской фазы складчатости, во-вторых, показывают, что различные механизмы формирования отдельных структур, в зависимости от их ранга, могли образоваться в едином региональном цикле деформирования, в третьих, внесены определенные методические коррективы для расчета ОГНН, ранее не обсуждавшиеся в публикациях.

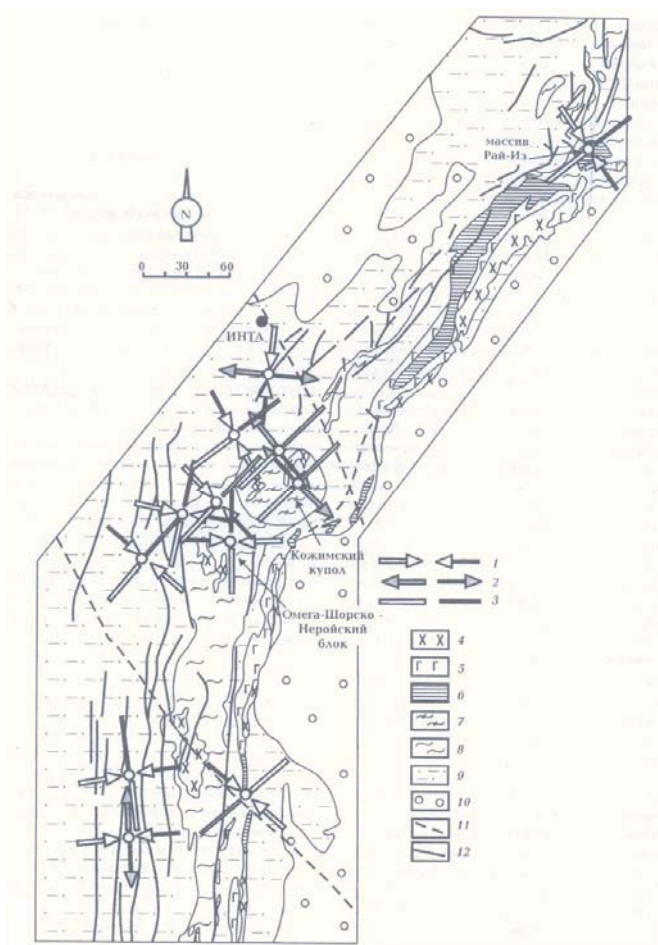


Рис. 8. Схема неотектонических напряжений II ранга северных частей Урала. 1-3 – Ориентация субгоризонтальных осей главных нормальных напряжений II-го ранга: 1-сжатия, 2-растяжения, 3-промежуточной. Жирная линия – направление погружения осей. 4,5 – оси сжатия (4) и растяжения (5), восстановленные структурно-геоморфологическим методом. 6 – 8 – Палеозойские магматические породы: 6-кислого и среднего, 7 – основного, 8- ультраосновного состава (офиолитовые комплексы). 9-Дорифейские метаморфические комплексы (Кожимская кольцевая структура). 10-рифей-нижнекембрийские метаморфические комплексы. 11- Палеозойско-мезозойские осадочные отложения. 12 – Рыхлые кайнозойские отложения. 13, 14 – Разломы (13-трансорогенные, 14 – прочие)

Особенности тектонических напряжений в зонах разломов. Как известно из теоретического моделирования напряжений, связанных со смещением по разломам, вблизи зон сдвигов ориентировки осей напряжений внешнего поля (собственно, обуславливающего смещение) вдоль сдвигов плавно изменяются, достигая предельной переориентации на концах разлома. Во фронтальной части движущегося крыла ориентировка оси сжатия параллельна, а оси растяжения – перпендикулярна плоскости сдвига; в тыльной части противоположного крыла, наоборот, ось растяжения параллельна, а ось сжатия перпендикулярна плоскости сдвига [Осокина, 1987]. В отдельных случаях данные о природных напряжениях, восстановленных полевыми методами, полностью согласуются с теоретическими. Примером такого соответствия полевых и теоретических тектонофизических данных служат локальные стресс-состояния на концах небольшого разлома на р-ке Центральный (Хибинский массив). Точки 10 и 13 расположены в лежащем и висячем крыльях этого пологого разлома. На рис. 9 видно, что оси сжатия и растяжения практически лежат в плоскости разлома. При этом они ориентированы субперпендикулярно и параллельно вектору перемещения с переиндексацией в разных крыльях. Для Хибинского массива по данным о локальных стресс-состояниях, восстановленных на трех рудниках, было определено общее для массива поле напряжений взбросового типа, оси сжатия и растяжения которого нанесены на рис. 9. Вектор ОА на плоскости разлома фиксирует измеренное перемещение по разлому, а дуги больших кругов, соединяющие оси сжатия и растяжения общего поля Хибин с полюсом разлома, ограничивают отрезок разлома ВС. Только в пределах этого отрезка в данном общем поле может лежать вектор перемещения (ОВ – при одноосном растяжении, а ОС – при одноосном сжатии, кинематический тип должен быть правым взбросо-сдвигом). Измеренный вектор ОА близок к биссектрисе угла ВОС, что дает основание качественно оценить вид напряженного состояния (характеризуемый коэффициентом μ_σ) Хибин как близкий к трехосному. Таким образом, анализ особенностей распределения локальных стресс-состояний в крыльях данного разлома дает возможность получить представление о таком важном параметре напряженного состояния Хибин, как коэффициент μ_σ .

Изменение локальных стресс-состояний в разных крыльях разломов, обнаруженное при полевых тектонофизических исследованиях, в сочетании с опубликованными теоретическими и экспериментальными данными, позволило использовать такое изменение как признак активности новейших разломов, имеющий важное практическое значение (см. ниже).

В зонах сложно построенных разломов картируется резкие различия в локальных стресс-состояниях в разных неоднородностях, участвующих в строении тела разлома. Так, в зоне Шамси-Тюндюкского разлома (Северный Тянь-Шань) на небольшом расстоянии восстановлено 3 объема с разной ориентацией осей главных нормальных напряжений (рис. 10; кружки с заливкой - оси сжатия, полые – оси растяжения). Все 3 определения не противоречат нахождению общего поля напряжений исследованной части Северного Тянь-Шаня, которое позволило установить взбросовый механизм формирования новейшей структуры с субвертикальной осью растяжения и субмеридиональной полой осью сжатия [Сим и др., 2011].

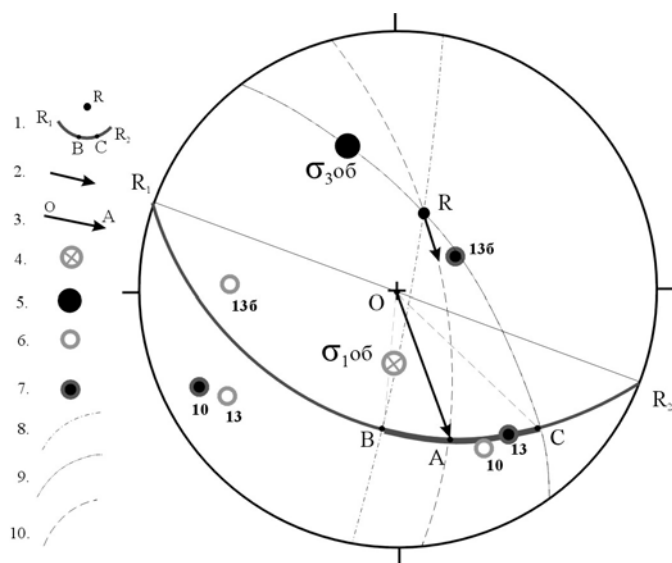


Рис. 9. Связь перемещений и осей главных нормальных напряжений вблизи разлома на руднике «Центральный». 1 – полюс (R) и плоскость разлома $R_1 R_2$, на которой BC – интервал возможного выхода векторов перемещений по разлому в общем поле напряжений Хибин при разном виде напряженного состояния («Центральный», горизонты +835 и +745). 2-3 – вектор перемещения по разлому: в точке полюса (a), на плоскости разлома (3). 4-5 – оси минимальных (4) и максимальных (5) сжимающих главных нормальных напряжений общего поля Хибин. 6-7 – оси минимальных (6) и максимальных (7) сжимающих главных нормальных напряжений локальных стресс-состояний; цифрами даны номера точек наблюдений. 8-10 – дуги больших кругов, соединяющих полюс разлома и ось растяжения (8), ось сжатия общего поля (9) и вектор перемещения по разлому (10)

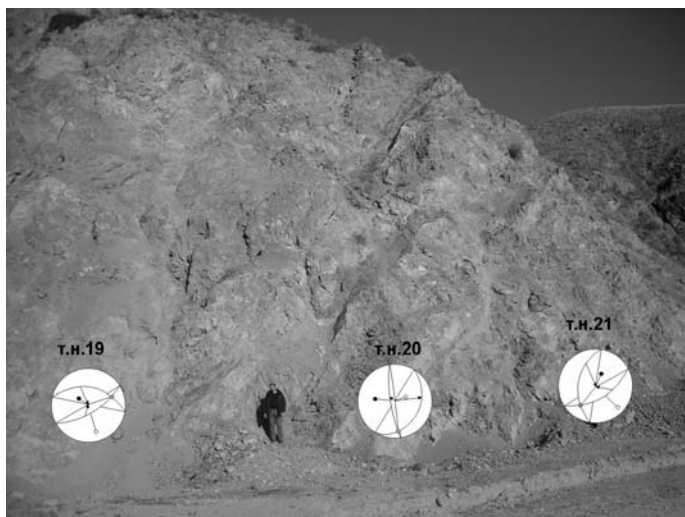


Рис. 10. Локальные стресс-состояния в зоне Шамси-Тюндюкского разлома.

Взбросовый механизм общего поля напряжений не противоречит известным геологическим данным о новейших структурах этого региона. Информация об изменчивости тектонических напряжений в зоне разлома может служить одним из натурных данных для теоретических расчетов делимости горных пород и роли неоднородностей в распределении локальных стресс-состояний, с которыми могут быть связаны разные механизмы афтершоковых землетрясений.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЯХ, ВОССТАНОВЛЕННЫХ ПОЛЕВЫМИ МЕТОДАМИ, В РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Решение практических задач геологии, геотектоники требует знания о напряженном состоянии синрудного этапа, на котором происходило проникновение рудных (например, гидротермальных) растворов, обогащенных рудными веществами, и особенно новейшего и современного напряженного состояния и разломной тектоники густо населенных платформенных территории при строительстве крупных гражданских сооружений для прогноза их устойчивости, включая горные выработки, АЭС, водохранилища места захоронения радиоактивных и химических отходов, а также при оценке сохранности месторождений (нефти и газа, строительного камня и др.), оценке условий добычи сырья (рудные, углеводородные и др. месторождения).

Прогноз рудных месторождений с помощью данных тектонофизических исследований рассматривался в целом ряде работ В.А. Корчевагина, Л.А. Сим, Н.Ю. Васильева и др. [Сим и др., 1983, 1987; Васильев, Мострюков, 2004].

Приполярный Урал. Хрусталеносная провинция Приполярного Урала приурочена на большей своей части к ядру Ляпинского анотиклинория, сложенного породами складчатого комплекса протерозойского возраста, а также к приграничной зоне несогласного залегания нижнетриасовых кварцито-песчаников на более древних отложениях на западном склоне этой части Урала (рис. 8). Тектонофизические исследования были проведены на 33 месторождениях и проявлениях горного хрусталя. Кроме характеристик локальных стресс-состояний, для которых крайне информативным оказался вид напряженного состояния, характеризуемый коэффициентом $\mu\sigma$ с выделенным впервые новым видом напряженного состояния, названным вариацией вида напряженного состояния (ВВНС) [Сим, 1982; Сим и др., 1983]. На 31-ом из исследованных месторождений восстановлены локальные стресс-состояния с ВВНС (рис. 11, Г), на одном – одноосное растяжение (рис. 11, Б) и лишь на одном неразрабатываемом проявлении горного хрусталя – трехосное напряженное состояние (рис. 11, В). Это позволило сформулировать тектонофизический критерий прогноза горного хрусталя по наличию ВВНС в горных породах. Два участка с ВВНС и неизвестными перспективами на наличие пьезосырья были рекомендованы на постановку дополнительного картирования и разведку.

Было установлено также, что в блоках горных пород, наиболее насыщенных месторождениями пьезосырья, определение общего поля напряжений II ранга свидетельствует о концентрации локальных осей растяжения в одноименном конусе растяжения, а локальные оси сжатия имеют значительный разброс вдоль плоскости действия оси сжатия общего поля напряжений (рис. 11, Д). На качественном уровне такое распределение локальных ОГНН говорит о виде напряженного состояния в пределах указанного блока, близкого к одноосному растяжению, что также увеличивает

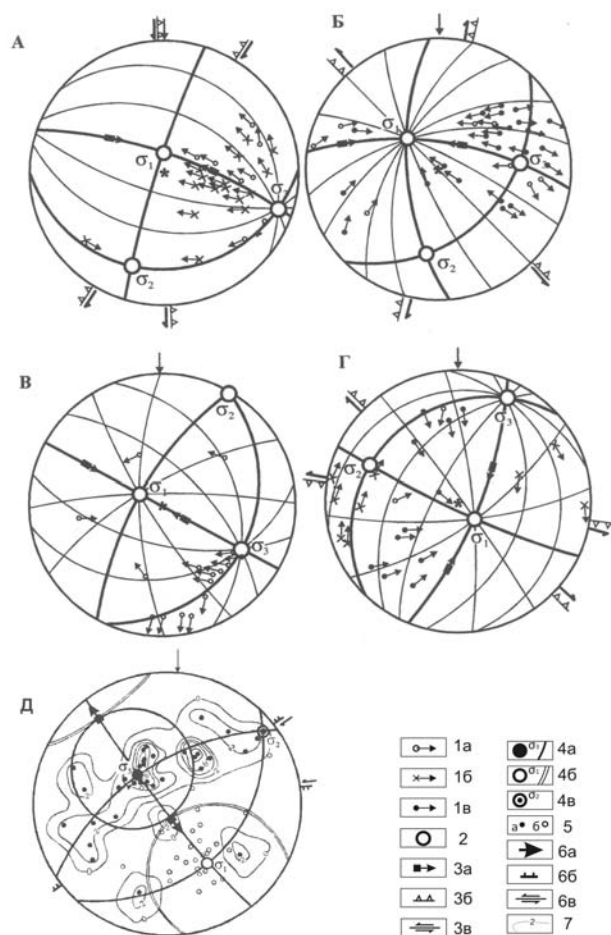


Рис. 11. Локальные тектонические напряжения Приполярного Урала. 1 – Вектора тектонических перемещений в точке полюсов плоскостей с бороздами скольжения, показывающие (а), трехосное напряженное состояние, одноосное сжатие (б) и растяжение (в). 2 – Оси главных нормальных напряжений: алгебраически минимального (σ_1), промежуточного (σ_2) и максимального (σ_3) сжатия. 3 – Плоскости действия максимальных касательных напряжений (а – полюс и вектор перемещения, б, в – простирание и кинематический тип: б – взбросы, в – сдвиги). 4 – Оси главных нормальных напряжений II-го ранга и их конуса (а – алгебраически максимального и б – минимального сжатия, в – промежуточная ось). 5 – Оси главных нормальных напряжений III-го ранга (а – сжатия, б – растяжения). 6 – Плоскости действия максимальных касательных напряжений II-го ранга (а – полюс и вектор перемещения, б-в – кинематический тип: б – сброс, в – сдвиг). 7 – Изолинии плотности (в %): а – осей сжатия III-го ранга. А – г. Сундук, Б – левый берег р. Озерная, В – г. Черная, Г – месторождение Додо, Д – Кожимская кольцевая структура. Сетка Вульфа, верхняя полусфера

перспективы обнаружения пьезосырья именно в таких блоках. Необходимо отметить, что обсуждаемый блок насыщен самыми крупными кварцевыми жилами (который добывали как жильный кварц), ориентированными вкрест простирания оси общего растяжения.

ВВНС, по В.А. Корчемагину зафиксирована на отдельных участках с газодинамическими выбросами поля шахты «Булавинская» (Донбасс) и шахты «Перевальная» [Сим и др., 2008].

Прогноз условий разработки нефтяных месторождений. Использование тектонофизических методов изучения напряжений в нефтегазовой геологии показало: 1. активное влияние новейших разломов на концентрацию и сохранность месторождений углеводородов; 2. высокую значимость геодинамической обстановки для условий добычи нефти.

Выделение активных разломов нефтегазоносных районов платформенных территорий можно производить по изменчивости ОГНН, восстановленных кинематическим методом в разных крыльях разломов [Сим, 1991, 2000]. Такие нефтегазоносные регионы, как Тимано-Печорская и Западно-Сибирская отличаются развитием мощных рыхлых отложений на дневной поверхности и отсутствием возможности исследований кинематическим методом. В подобных регионах активность разломов определяется по наличию в зонах их динамического влияния, дешифрирующихся на космо- и фотоснимках, закономерно ориентированных мелких прямолинейных элементов рельефа. В перечисленных районах достаточно продуктивна реконструкция новейших тектонических напряжений структурно-геоморфологическим методом, дающая возможность определения активизации разломов и направлений сдвиговых подвижек по ним [Сим, 1991].

Важным критерием условий как размещения, так и добычи нефти является определение участков локального сжатия и растяжения на пересечении разнонаправленных сдвигов (рис. 12). На правом рисунке показаны отдешифрированные А.Б. Рапопортом положительные структуры в северном и южном секторах локального сжатия и отрицательная – в восточном секторе растяжения, которые подтверждают восстановленные СГ методом направления сдвиговых смещений по активизированным разломам [Сим и др., 2008].

На участках локального растяжения дебит нефти в скважинах существенно более высокий, чем на участках локального сжатия [Сим и др., 2002].

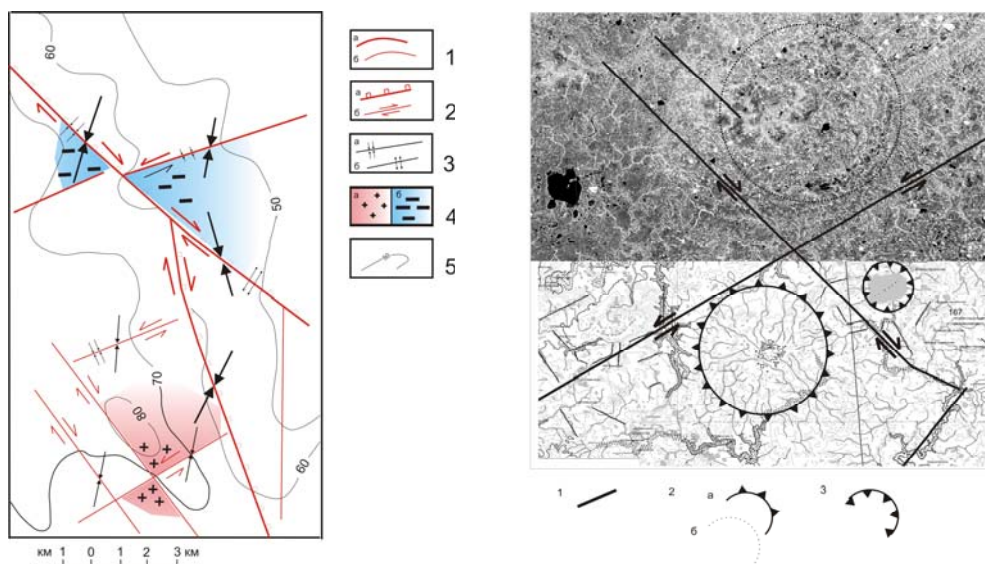


Рис. 12. Геодинамические обстановки формирования разломов и локальные обстановки сжатия и растяжения на пересечении разнонаправленных сдвигов.

Слева: Восточно-Таркосаленская площадь, Западно-Сибирская плита [Сим и др., 200]. 1 – разломы: а – 1-го, б – 2-го рангов; 2 – кинематические типы разломов: а – сдвиги, б – сбросы; 3 – геодинамические обстановки формирования разломов: а – сжатия, б – растяжения. 4 – локальные обстановки на пересечении разнонаправленных сдвигов: а – сжатия, б – растяжения; 5 – обобщенные изогипсы рельефа. Справа (по А.Б. Рапопорту, из [Сим и др., 2008]): Печоро-Колвинский вал, Тимано-Печорская плита. 1–3 – Неотектонические структуры: 1 – Разломы, 2 – поднятия, выделенные: а – по топокарте, б – по фотоснимку, 3 – впадины, выделенные по топокарте

Прогноз устойчивости гражданских сооружений. Информация о секторах сжатия и растяжения чрезвычайно важна при изучении причин обрушения и аварийных ситуаций в гражданских сооружениях. Нижнеокский полигон.

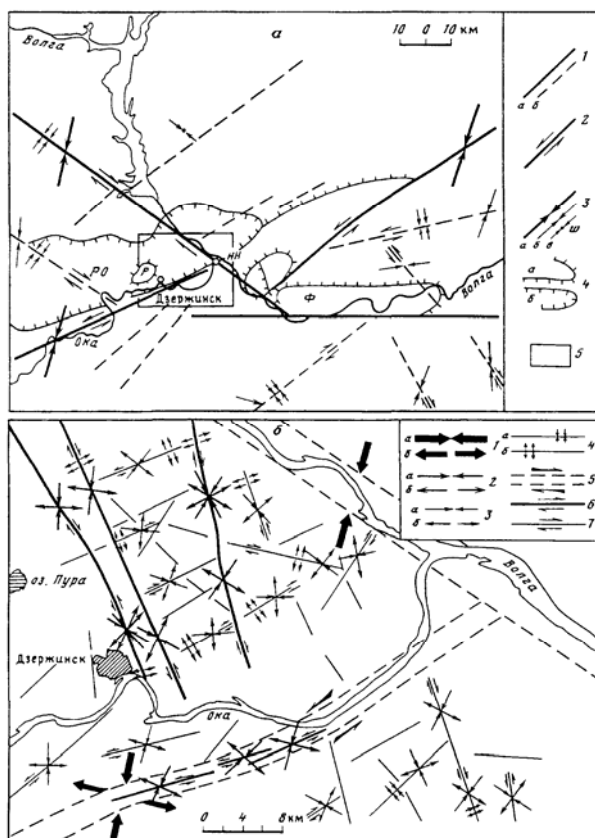


Рис. 13. Неотектонические напряжения Нижнеокского полигона. **а:** 1 – разломы (а – I, б – II и более высоких рангов); 2 – сдвиги; 3 – ориентировка максимального сжатия в горизонтальной плоскости (а – I, б – II и более высоких рангов, в – современного сжатия в Воротиловской скважине [Huber et al., 1995]; 4 – новейшие структуры (по В.И.Макарову): а – поднятия (Ф – Фадеевское, Р – Решетихинское), б – впадины (РО – Нижнеокская); 5 – участок детальных исследований; 6 – Нижний Новгород. **б:** 1–3 – горизонтальные составляющие тектонических напряжений: 1 – I, 2 – II, 3 – III рангов (а – сжатия, б – растяжения); 4–7 – сдвиги: 4 – I, 5 – II, 6 – III рангов; 8 – разломы (а – I, б – II, в – III рангов)

В устье р. Оки в г. Дзержинске получили широкое развитие провалы домов в карстовые воронки. Тектонофизические исследования СГ методом показали, что город расположен в секторе локального растяжения, открытом на запад, на пересечении разнонаправленных сдвигов (рис. 12, *а*). Детальные исследования подтвердили обстановку растяжения (рис. 12, *б*), т.к. мелкие разломы вблизи города формируются в обстановке растяжения, в то время как в секторе локального сжатия, раскрытом на юг, мелкие разломы формируются в обстановке сжатия [Сим и др., 2008]. Обстановка растяжения, благоприятная для циркуляции поверхностных вод, создает обстановку повышенного выщелачивания гипсов и ангидритов и способствует развитию карста.

Смоленский полигон. Влияние активных разломов на устойчивость железнодорожного полотна исследовано на участке 390-411 км железной дороги Москва-Смоленск, на котором вблизи Смоленска возникают постоянные проблемы с просадками путей. На табл. 2 приведены данные путеизмерителя в условных единицах отражающие оценку состояния пути; значения выше 121 (белые клетки) характерны для нормального, 115-120 (светло-серые,) – среднего, 95-114 (темно-серые,) – неудовлетворительного состояния путей. Наверху показаны даты прохождения путеизмерителя. Из таблицы видно, что ремонта требуют отрезки путей между: I – 391-393 км, II – 396 км, III – 401 км, IV – 403 км, V – 406-411 км.

Таблица 2. Показатели железнодорожного путеизмерителя

КМ	14.04.1999	13.06.1999	10.11.1999	14.04.2000
390	140	139	184	179
391	117	120	150	137
392	106	108	157	138
393	117	114	136	127
394	129	125	142	137
395	130	125	155	143
396	126	120	141	138
397	127	122	164	153
398	126	121	156	145
399	130	125	155	145
400	131	127	146	136
401	97	100	100	99
402	128	131	130	127
403	115	125	122	119
404	124	121	123	125
405	136	130	135	134
406	101	101	124	124
407	104	99	109	110
408	107	107	111	116
409	122	119	121	124
410	106	102	105	110
411	104	136	129	120

Восстановленные (СГ) методом тектонические напряжения в горизонтальной плоскости характеризуются субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением (рис. 14). Признаком сброса являются параллельные разлому мегатрещины, которые позволили отнести самый западный меридиональный и субмеридиональный (проходящий через 400-й км пути) разломы к сбросам. По обоим разломам сдвиговая компонента не устанавливается.

Все неблагоприятные участки железнодорожных путей находятся в секторах локального растяжения на пересечении разнонаправленных сдвигов, при этом участки I и II находятся вблизи сдвигов, формирующихся в обстановке растяжения, что способствует более интенсивной циркуляции поверхностных вод вдоль этих разломов и, соответственно, ухудшению инженерно-геологических условий. Участок IV (средние показатели состояния путей 10.04.1999 и 14.04.2000) находится в безразломном пространстве, поэтому можно предположить, что на нем причины ухудшения состояния дороги не связаны с разломной тектоникой. Наиболее проблематичный с точки зрения устойчивости железнодорожных путей участок V расположен вблизи пересечения двух разломов I-го ранга (субмеридионального, частично разработанного долиной р. Днепр, и субширотного, возможно, являющегося составной частью регионального Гжатского разлома).

Все неблагоприятные участки железнодорожных путей находятся в секторах локального растяжения на пересечении разнонаправленных сдвигов, при этом участки I (390-392 км) и II (396-

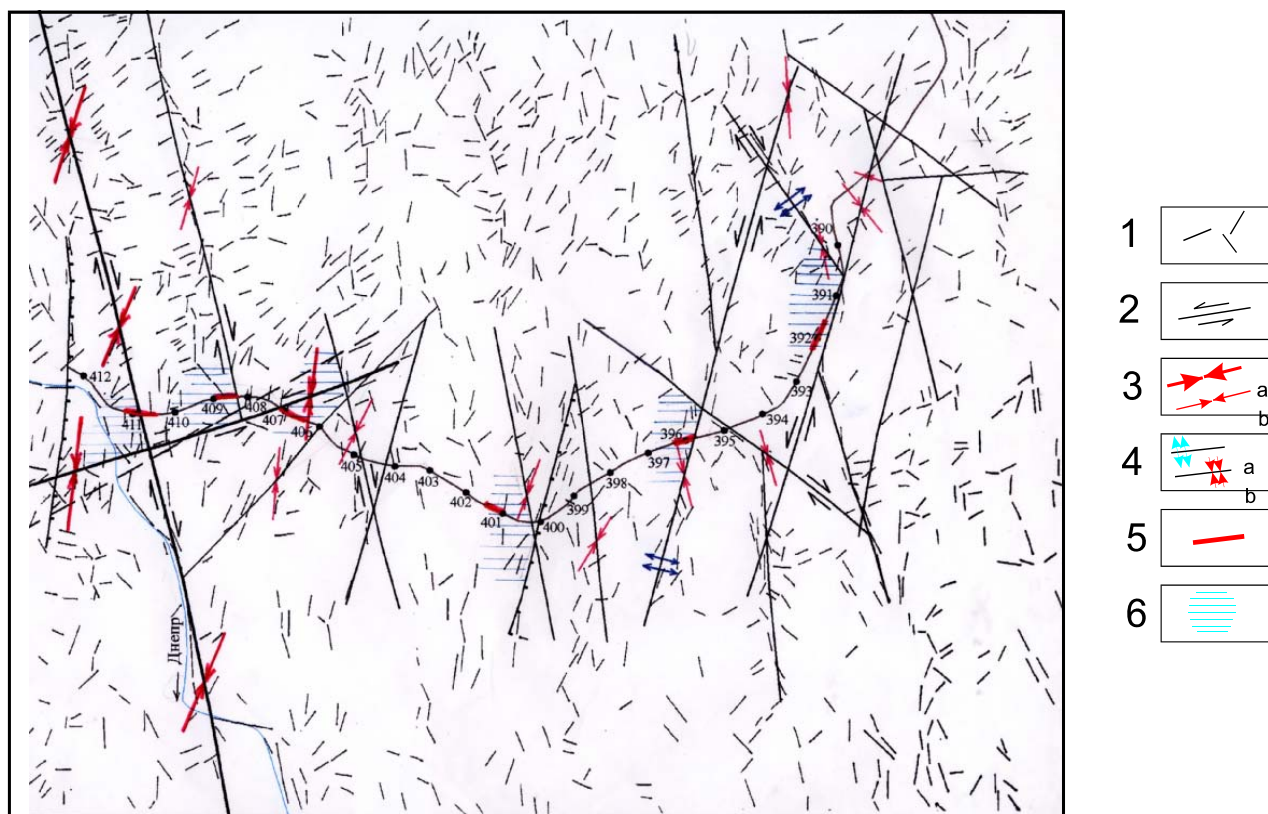


Рис. 14. Неотектонические напряжения и разломная тектоника участка Московско-Варшавской железной дороги.

1 – Мегатрещины, 2 – новейшие сдвиги, 3 – ориентировки максимального сжатия в горизонтальной плоскости: а – I-го, б – II-го и более мелких рангов (ранги разломов соответствуют рангам напряжений), 4 – геодинамические обстановки формирования разломов: а – растяжения, б – сжатия, 5 – участки с неблагоприятным состоянием путей

397 км) находятся вблизи сдвигов, формирующихся в обстановке растяжения, что способствует более интенсивной циркуляции поверхностных вод вдоль этих разломов и, соответственно, ухудшению инженерно-геологических условий. Участок IV (средние показатели состояния путей 10.04.1999 и 14.04.2000) находится в безразломном пространстве, поэтому можно предположить, что на нем причины ухудшения состояния дороги не связаны с разломной тектоникой. Наиболее проблематичный с точки зрения устойчивости железнодорожных путей участок V расположен вблизи пересечения двух разломов I-го ранга (субмеридионального, частично разработанного долиной р. Днепр, и субширотного, возможно, являющегося составной частью регионального Гжатского разлома).

Кроме крупных разломов через анализируемый участок проходят еще три мелких разлома, на пересечении с которыми образуются свои участки локального растяжения, также влияющие негативно на состояние путей. Таким образом, проведенные тектонофизические исследования показали приуроченность большинства неблагоприятных участков вдоль железнодорожного полотна к обстановке растяжения, вызванной разнонаправленными новейшими и современными смещениями по разломам, причем крупные разломы вызывают и более мощное «возмущение» в устойчивости путей.

ВЫВОДЫ

Приведенные примеры характеризуют успешную применимость полевых тектонофизических исследований в решении теоретических и практических задач. Формирующиеся при пересечении и блокировке разнонаправленных сдвигов участки локального растяжения и сжатия играют важную роль при прогнозе нестабильных участков земной коры и условий разработки месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Банквич П. Интерпретация следов разрушения на поверхностях трещин в связи с реконструкцией современных и палеонапряжений // «Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 266-281.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат. 1962.
- Васильев Н.Ю., Корчеман В.А., Мострюков А.Н., Никольская Н.В., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М-лы XXXII Тект. сов. М.: ГЕОС. 1999. Т. 1. С. 121-123.
- Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // «Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 281-295...
- Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформаций в процессах тектогенеза // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М-лы сов. Т. 1. М.: ГЕОС. 2001. С. 90-93.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журн. 1984. Т. 6, №3. С. 3-10.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005а. 569 с.
- Гинтов О.Б. Комплексное решение обратной задачи тектонофизики на основе принципов Кулона-Навье-Мора // Геофиз. журнал. Киев: «Эссе». 2005. Т. 27. С. 5-19.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Тр. ГИН РАН. 1999. Вып. 515. С. 108-125.
- Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1961. 47с.
- Лаврищев В.А. Греков И.И., Баширов А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 135 с.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1977. №12. С. 103-115.
- Парфенов В.Д. Анализ напряженного состояния в ангидритовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т. 260, №3. С. 695-698.
- Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1. С. 60-72.
- 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.
- Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрыву с тектоническим полем напряжений и некоторые вопросы разрушения массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120-136.
- Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, №4. С. 904-909.
- Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 171-181.
- Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, №3. С. 392-395.
- Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 227-243.

- Сим Л.А.* Изменение вида напряженного состояния как признак хрусталеносности (на примере Приполярного Урала) // Эксперим. тект. в решении задач теорет. и практ. геологии. Тез. Первого Всесоюзн. Симп., Новосибирск. 1982. С. 120-121.
- Сим Л.А., Мозженко О.А., Козлов А.В., Иванов Н.Н.* Связь полей напряжений и хрусталеносности г. Гранитной (Приполярный Урал) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1983. № 7. С. 15-14..
- Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С.* Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 151-158.
- Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
- Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.
- Сим Л.А., Фурсов А.Я., Постников Е.В., Постников А.В.* Влияние неотектонических напряжений на распределение нефтегазоносности платформенных областей // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 244-248.
- Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А.* Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 110-120.
- Сим Л.А., Корчемагин В.А., Рапопорт А.Б.* Значение тектонофизических исследований в решении практических задач // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. М-лы конф., М., 7-10 окт. 2008. М.: 2008. С. 277-281.
- Сим Л.А.* Полевые методы реконструкции тектонических напряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М-лы 1-й молодежной тектонофизической школы-семинара, 21-24 сент. 2009, ИФЗ РАН, Москва. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2009. С. 277-287.
- Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В.* Новейшее напряженное состояние Северного Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. Докл. V Междунар. Симп. Бишкек, МНИЦ. 2011. Т. 2. С. 87-91.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 319-333.
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiques // Bul. Soc. Geol. France. 1975. Vol. 281. P. 1805-1808.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫХ ФЛЮИДОВ НА ПРОЧНОСТЬ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

В.Ю. Траскин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет,
Лаборатория физико-химической механики, Москва,

traskine@yahoo.com

Интенсивность взаимодействий твердых тел с жидкими фазами (в том числе взаимодействий флюид – порода) варьируется в весьма широких пределах. Это проявляется в поведении соответствующих бинарных систем, – от бурных химических реакций до слабых ван-дер-ваальсовых сил, действующих между «чуждыми» друг другу фазами. Обычной демонстрационной иллюстрацией служит поведение капли, которая либо растекается по поверхности твердого тела, иногда разъедая его при этом, либо лежит «шариком». Однако явления растекания, смачивания или несмачивания происходят всегда в присутствии третьей фазы (например, на воздухе), с которой твердая и жидкая фазы также взаимодействуют в той или иной степени. Различные варианты равновесных трехфазных конфигураций характеризуются величиной краевого угла θ , определяемого классическим уравнением Юнга:

$$\cos \theta \cdot \gamma_{LA} = \gamma_{SA} - \gamma_{SL}, \quad (1)$$

в котором γ – удельная свободная поверхностная энергия, а индексы S , A и L относятся соответственно к твердому телу, воздуху (или иной среде испытаний), и жидкости. В случае $\gamma_{SL} \ll \gamma_{SA}$ происходит полное растекание, завершающееся образованием монослоя или пленки нового химического соединения; в обратном случае образуется тупой краевой угол.

Смачивание, растекание, а также тесно связанная с этими явлениями капиллярность весьма интенсивно изучаются на протяжении двух столетий. Величина $\Delta\gamma$, стоящая в правой части уравнения Юнга и определяющая знак косинуса краевого угла, уже давно получила свое истолкование как *разница между работой образования новой поверхности в отсутствие и в присутствии той или иной жидкой среды* (работой разрыва межатомных связей в твердом теле). Казалось бы, легко было сделать следующий логический шаг и предположить, что разрушение реальных твердых тел должно облегчаться под действием смачивающих сред. Однако лишь в 1928 г П.А. Ребиндер обнаружил, что усилие, необходимое для раскола некоторых кристаллов (кальцит, каменная соль, гипс, слюда) по спайности, уменьшается в несколько раз, если в среде присутствуют ничтожные количества поверхностно-активных веществ, способных адсорбироваться на поверхности разрушения в процессе ее образования, понижая свободную поверхностную энергию твердого тела [Ребиндер, 1979]. Это явление сразу же получило название «эффект Ребиндера, или адсорбционное понижение прочности (АПП)»; однако за годы, прошедшие со времени его открытия, не только механизм АПП был детально изучен и количественно описан, но и круг явлений, имеющих сходную физико-химическую природу, значительно расширился.

Краткий обзор проявлений эффекта Ребиндера в тектонофизике был опубликован в [Траскин, 2009]. Данная работа является продолжением предыдущей и включает ряд дополнительных соображений и результатов, в том числе полученных в последние годы. Некоторые повторения представляются необходимыми ради связности изложения. В частности, это относится к следующему абзацу.

*Возникновение тектонических нарушений, особенно в условиях литостатического сжатия при повышенных температурах, невозможно в «сухих» породах, учитывая небольшие (сравнительно с прочностью сухих пород) уровни дифференциальных напряжений, действующих в недрах Земли. Поскольку представления о роли флюидов в формировании тектонических нарушений достаточно распространены, имеет смысл вкратце напомнить, какие аспекты влияния флюидов **не** являются необходимыми для проявления эффекта Ребиндера (но, безусловно, могут с ним сочетаться): 1) большое количество флюида; 2) его химическая активность; 3) высокое поровое давление.*

В настоящее время под эффектом Ребиндера понимается любое изменение механических свойств твердых тел самого разнообразного состава (в том числе минералов и горных пород) в результате их обратимого физико-химического взаимодействия со средой, приводящего к понижению их поверхностной энергии в процессе деформации или разрушения.

Эффект Ребиндера может проявляться в следующих формах: 1) облегчение разрушения твердого тела, иногда сопровождаемое (при испытаниях материалов, обладающих заметной пластичностью) переходом от пластичного к хрупкому разрушению; 2) самопроизвольное диспергирование монокристаллов в условиях предельно сильного снижения поверхностной энергии; гораздо более обычный случай – диспергирование поликристаллов при внедрении адсорбционно-активных сред вдоль межкристаллитных границ; 3) пластифицирование материала (снижение предела текучести или ускорение ползучести). Следует подчеркнуть условность приведенной классификации: например, самопроизвольное диспергирование может возникать или ускоряться под действием остаточных напряжений; пластифицирование может завершаться разрушением и т.д. Тем не менее, традиционные представления о трех формах эффекта помогают проанализировать их молекулярные механизмы и факторы, влияющие на степень их проявления.

В данной работе будут рассмотрены в основном облегчение разрушения и пластифицирование твердых тел; вопросы, связанные с межзеренным смачиванием, заслуживают особого обсуждения, которое было бы затруднительно провести достаточно компактно.

ОБЛЕГЧЕНИЕ РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Наиболее наглядно сущность эффекта Ребиндера проявляется в адсорбционном понижении прочности. Как известно, движущей силой адсорбции поверхностно-активного компонента из окружающей среды на поверхности твердого тела наблюдается уменьшение его поверхностной энергии. Многочисленные эксперименты с растворами поверхностно-активных веществ переменной концентрации с позволили установить связь между исходной поверхностной энергией твердого тела γ_0 , адсорбцией активного компонента Γ и пониженной прочностью твердого тела P_c . Такая связь прослеживается в тех случаях, когда можно оценить константы, входящие во взаимосвязанные уравнения Гиббса (2), Ленгмюра (3) и Шишковского (4):

$$RT\Gamma = -\frac{d\gamma}{d(\ln c)} \quad (2)$$

$$\Gamma = \Gamma_{MAX} \frac{ac}{1+ac} \quad (3)$$

$$\gamma = \gamma_0 - b \ln(1+ac) \quad (4)$$

(a – адсорбционная активность, $b = \Gamma_{MAX} RT$). Найденные таким образом физико-химические параметры межфазной поверхности можно затем сопоставить с непосредственно измеряемой прочностью. В ряде случаев хрупкого разрушения оказывается возможным описать эту связь количественно [Траскин и др., 1970; Перцов, 1985], если выполняется известное соотношение Гриффитса $P_c^2 \sim E\gamma l$, где E – модуль Юнга, l – длина зародышевой трещины:

$$\Gamma = -2 \frac{\gamma_0}{(P_c^2)_0} \frac{1}{RT} P_c \frac{dP_c}{d(\ln c)} \quad (5)$$

или

$$P_c^2 = (P_c^2)_0 - \frac{kT}{Elb} (1+ac) \quad (6)$$

Адсорбционный характер наблюдаемых эффектов наиболее ярко проявляется при сопоставлении результатов, полученных на твердых телах, сильно различающихся по химическому составу. Так, посадочная площадка молекулы воды, адсорбированной на поверхности разрушения (несколько $\text{\AA}^2$), была рассчитана исходя из измерений прочности кристаллов иодистого калия в водных растворах различных алифатических спиртов и оказалась практически одинаковой не только в этой серии экспериментов, но и для адсорбции воды из ацетона при разрушении образцов амфиболита в совершенно других условиях (детали экспериментов и ссылки см. в [Траскин, 2009]).

В дополнение к этим данным, можно привести еще ряд примеров, подтверждающих справедливость общих представлений об АПП в широком диапазоне материалов и условий.

На рис. 1 показаны результаты измерений скорости сверления металлического никеля в спиртовых растворах иода различной концентрации, варьируемой в диапазоне 5 порядков величины

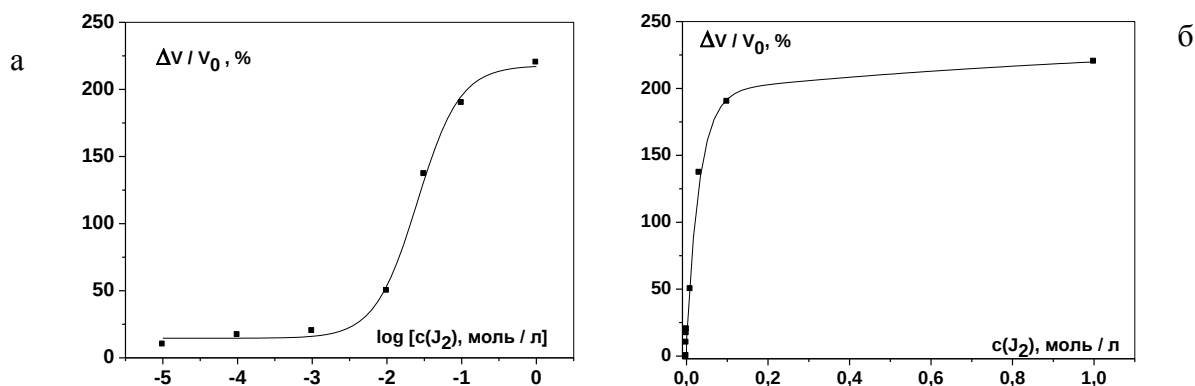


Рис. 1. а, б – относительное повышение скорости сверления никеля в присутствии спиртовых растворов иода различных концентраций (пояснения в тексте)

(нагрузка на сверло 150 Н, диаметр сверла 5.5 мм, скорость его вращения 1600 об/мин) [Pertsov, 1977]. В присутствии иода эффективность сверления может возрастать более чем вдвое. S-образная форма кривой характерна для ленгмюровской изотермы адсорбции в координатах адсорбция – логарифм концентрации (рис. 1, а). Если представить те же данные в зависимости от концентрации, а не от ее логарифма, то кривая приобретает обычный ленгмюровский вид (рис. 1, б). Форма обеих кривых позволяет сделать вывод, что скорость разрушения металла в зоне контакта инструмент – поверхность пропорциональна величине адсорбции активного компонента.

Скорость резания металлов также можно значительно увеличить, применяя растворы пальмитиновой кислоты в вазелиновом масле (рис. 2) или другие среды, содержащие адсорбционно-активные добавки [Pertsov, 1977]. Этот пример показателен в том отношении, что наибольший эффект проявляется на наименее химически активном металле (на меди); это лишний раз подчеркивает различие между чисто химической (коррозионной) деградацией материала, которая в данном случае полностью исключена, и обратимым физико-химическим воздействием адсорбционно-активных сред. Вместе с тем, резкой границы между эффектом Ребиндера и коррозией под напряжением не существует: при сверлении никеля иод не физически адсорбируется на поверхности металла, но вступает с ним в топохимическую реакцию, тепловой эффект которой настолько невелик, что не сказывается на подвижности активных атомов. Вообще, обширная группа процессов протекает при комбинированном (одновременном или последовательном) воздействии механических, физико-химических и чисто химических факторов, и вопрос о том, в каких именно случаях можно говорить об эффекте Ребиндера в чистом виде, носит терминологический характер и вряд ли заслуживает серьезного обсуждения.

При повышении содержания в растворе хорошо растворимого поверхностно-активного компонента, когда межфазная свободная энергия начинает при достаточно больших концентрациях зависеть практически линейно от $\ln c$, можно видеть, что не существует резкого перехода от АПП к эффектам, вызванным контактом с фазовым слоем жидкости. При таком контакте наблюдаются наиболее резкие изменения механических характеристик твердых тел любой природы. Эти эффекты имеют место при физико-химическом взаимодействии твердых и жидких фаз, родственных по химической природе и строению, причем критерии родственности, вполне очевидные на интуитивном уровне, иногда можно сформулировать количественно. Так, для материалов контрастной полярности ориентиром может служить диэлектрическая проницаемость различных жидкостей. На рис. 3 показана зависимость относительной прочности кристаллов иодистого калия от диэлектрической проницаемости хорошо обезвоженного предельного спирта, в котором проводились испытания на растяжение (цифры у точек – число атомов углерода в молекуле спирта) [Скворцова, 2005].

Термодинамические условия проявления эффекта Ребиндера, подробно рассмотренные в [Траскин и др., 1970], по-видимому, выполняются для большинства пар твердое тело – жидкость, контактирующих в природной обстановке. При всем разнообразии этих систем они практически всегда образованы полярными веществами, часто близки по составу, и, кроме того, их поликомпонентность должна давать возможность “выбора” оптимально действующих компонентов, обеспечивающих максимальное понижение свободной энергии границ раздела фаз, поскольку такое понижение термодинамически выгодно. Задача определения, какой именно из компонентов является

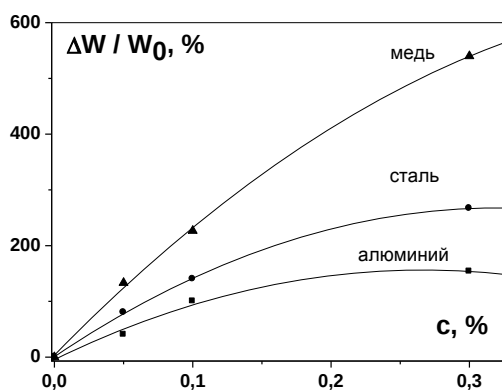


Рис. 2. Относительное повышение скорости резания металлов в присутствии растворов пальмитиновой кислоты $C_{15}H_{31}COOH$ в вазелиновом масле

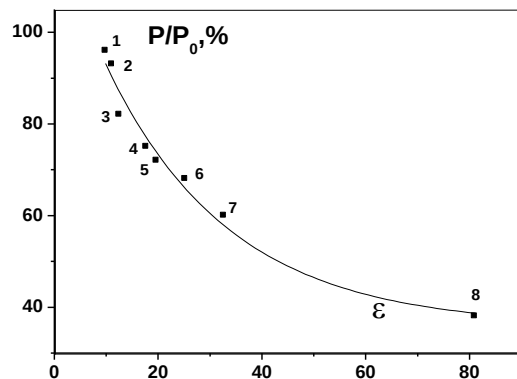


Рис. 3. Зависимость относительной прочности поликристаллов иодистого калия от диэлектрической проницаемости предельного спирта (цифры у точек – число атомов углерода в молекуле спирта)

наиболее поверхностно-активным к вмещающим породам – представляется весьма важной. Ее решение может способствовать выявлению причин дифференциального взаимодействия активных компонентов жидких фаз с различным первично-однородным субстратом. Поиски таких систем можно вести методами специального геологического картирования.

В случае разрушения по границе между разными фазами, характерного для полиминеральных горных пород, в формуле Гриффитса вместо удельной свободной поверхностной энергии γ , тождественно равной половине работы когезии W_c , должна фигурировать половина работы адгезии W_a . Применимость соотношения Гриффитса в этом случае была показана для системы, образованной $NaCl$ и кварцем с силанольной поверхностью [Траскин и др., 1986], а также в серии экспериментов на модельных объектах [Траскин, Скворцова, 2004]. В этом исследовании рассчитывалась работа адгезии по уравнению Дюпре:

$$(W_a)_{SL} = \gamma_{LA} (1 + \cos\theta) \quad (7)$$

для границы раздела между монокристаллом щелочного галогенида и расплавленной легкоплавкой солью, насыщенной веществом монокристалла, и сопоставлялась с работой адгезии $(W_a)_{SS}$, вычисленной по результатам измерений адгезионной прочности той же границы после затвердевания расплава. Двухфазные образцы, представляющие собой два монокристалла щелочного галогенида S с прослойкой легкоплавкой затвердевшей соли L (табл. 1, номера те же, что на рис. 4) испытывались на растяжение перпендикулярно поверхности склейки до разрушения при напряжении P_c .

Как правило, трещина распространялась вдоль поверхности раздела двух солей, но иногда наблюдалось и разрушение по когезионной границе вдоль плоскости спайности $\{100\}$. Таким же образом, как и для двухкомпонентных образцов, измерялась прочность на растяжение монокристаллов щелочных галогенидов. В этом случае трещина всегда распространялась по плоскости спайности кристалла перпендикулярно направлению растяжения. Фрактографические наблюдения показывают, что распространение трещины всегда начинается с внешней поверхности образца.

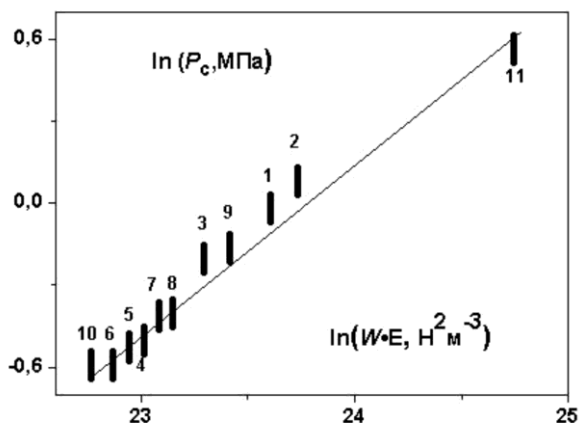


Рис. 4. Адгезионная и когезионная прочность солевых систем; W – работа адгезии расплава-кристалл или работа разрушения кристалла; E – модуль Юнга. Номера систем соответствуют табл. 1

Таблица 1. Номера солевых систем монокристалл S – расплав L или чистых монокристаллов рис. 4

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
S	LiF		NaCl		KCl			KCl	NaCl	KBr	LiF
L	KNO ₃	NaNO ₃	PbCl ₂	NaNO ₃	PbCl ₂	K ₂ Cr ₂ O ₇	KNO ₃	--	--	--	--

Для интерпретации результатов было сделано два допущения:

1. Следуя теории хрупкого разрушения Гриффитса, критерий разрушения можно получить из соотношения $(\partial U_{\square\square} / \partial L) = -(\partial U_{el} / \partial L)$, где $U_{\square\square}$ - энергия, затрачиваемая на образование поверхности при распространении трещины длиной L , а U_e - упругая энергия, запасенная в разрушаемом кристалле и разрывной машине. Тот же принцип может быть применен и при анализе хрупкого разрушения вдоль адгезионной границы, если вся упругая энергия аккумулируется в более жестком компоненте (в нашем случае в кристалле щелочного галогенида), что предотвращает пластическую деформацию более мягкого компонента. В таком случае мы приходим к уравнению Гриффитса, которое должно быть приложимо ко всем рассматриваемым нами случаям:

$$W \sim K \frac{P_c^2}{E}, \quad (8)$$

откуда следует:

$$\ln P_c \sim 0.5 \ln(WE) - 0.5 \ln K, \quad (9)$$

где $W = (W_a)_{ss}$ или W_c (работа когезии), E - модуль Юнга более жесткой соли (щелочногалоидного кристалла), K - характерный параметр, имеющий размерность длины и зависящий от геометрии образца.

2. Важнейшее значение, с нашей точки зрения, имеет следующий экспериментальный факт: если работа адгезии была меньше работы когезии соответствующего щелочного галогенида, т.е. $(W_a)_{ss} < W_c$ (системы 1-5 в табл. 1), разрушение всегда происходило по адгезионной границе, а при $(W_a)_{ss} \approx W_c$ разрушение происходило или по адгезионной (30 и 80% образцов в системах 6 и 7 соответственно), или по когезионной границе. Этот факт весьма нетривиален, если учесть, что величина $(W_a)_{ss}$ заменяет собой $(W_a)_{sl}$, т.е. рассчитана для случая, когда одна из солей находится в расплавленном состоянии. Из этого следует, что при изменении агрегатного состояния одного из компонентов работа адгезии изменяется незначительно, то есть $(W_a)_{ss} \approx (W_a)_{sl}$. Это вполне вероятно, если в известном выражении для работы адгезии $(W_a)_{sl} = \gamma_s + \gamma_L - \gamma_{sl}$ изменения второго и третьего членов при затвердевании солевой смеси компенсируют друг друга, по крайней мере частично.

Справедливость сделанных допущений подтверждается рис. 4. В координатах $\ln P_c - \ln(WE)$ наклон прямых составляет 0.52 для $W = W_c$ и 0.53 для $W = (W_a)_{ss}$ (с коэффициентами корреляции 0.97 и 0.99 соответственно). Тот факт, что в обоих случаях показатель степени близок к 0.5, подтверждает первое допущение, в то время как совпадение двух зависимостей является хорошим доказательством правильности второго допущения.

Таким образом, найдено неожиданно хорошее соответствие между величинами работы адгезии, полученными: 1) из измерений углов смачивания в системе расплав В – твердое тело А, 2) и из определения адгезионной прочности границы твердое тело В – твердое тело А. Предложенный подход может лечь в основу простых методов предварительной оценки прочности адгезионных соединений.

В применении к полиминеральным горным породам, возможность оценки прочности на основе данных о смачиваемости и адгезии представляется перспективной, что подтверждается результатами, полученными на ряде сульфидно-силикатных систем [Сальников, Траскин, 1982; Траскин, 1983].

ПЛАСТИФИЦИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫМИ СРЕДАМИ

Известно несколько механизмов увеличения пластичности твердых тел в результате их физико-химического взаимодействия с адсорбционно-активной средой.

Горные породы обладают способностью к связному течению, по-видимому, почти при любой комбинации физических условий, возникающих в земной коре и мантии. При высоких температурах такое поведение становится преобладающим. Пластическая деформация твердых тел различной природы может облегчаться в результате понижения их свободной поверхностной энергии (пластифицирование – одна из форм проявления эффекта Ребиндера). Это явление, неоднократно

наблюдавшееся в лаборатории, в определенных условиях имеет место и в природе. Однако пластифицирующее действие среды может быть замаскировано тем, что многие твердые тела, не проявляющие заметной пластичности в лаборатории (наиболее медленные скорости деформации составляют $10^{-8} - 10^{-9} \text{ с}^{-1}$), могут постепенно деформироваться лишь за времена геологического порядка (скорость деформации $10^{-12} - 10^{-14} \text{ с}^{-1}$). Поэтому для точного количественного описания процессов пластического течения особенно важен детальный анализ возможных механизмов деформации и участия в них среды.

При низких температурах эффективны механизмы, основанные на скольжении дислокаций, которое может облегчаться в присутствии поверхностно-активных сред. Теория адсорбционного пластифицирования [Ребиндер, Щукин, 1979] объяснила эти эффекты на основе представлений о снижении потенциального барьера, препятствующего выходу дислокации на поверхность с образованием на поверхности ступеньки, и об облегчении начала работы поверхностных источников дислокаций благодаря снижению свободной поверхностной энергии. Это дает возможность ориентировочно оценить те условия, в которых аналогичные эффекты могут иметь место в природе: это та область режимов деформации, в которой в наборе активационных энергий преобладают компоненты, связанные с поверхностным барьером [Лихтман и др., 1962], равным $b^2 \gamma$ (b – вектор Бюргерса, γ – свободная поверхностная энергия минерала). В этом случае отношение скоростей деформации в присутствии активной среды и на воздухе равно

$$\beta = \exp(b^2 \Delta\gamma / kT) \quad (10)$$

где $\Delta\gamma$ – изменение поверхностной энергии под действием среды. Но для большинства минералов поверхностный барьер мало отличается от энергии активации движения дислокаций сквозь решетку, равной энергии активации образования перегиба на линии дислокации (если сопротивление оказывает главным образом сила Пайерлса). Например, для оливина обе величины близки к 200 кДж/моль. Поэтому неудивительно, что для ионных и ионно-ковалентных кристаллов, в которых сила Пайерлса велика, адсорбционное пластифицирование проявляется лишь при действии сред, обладающих достаточно большой поверхностной активностью. Так, вода, понижающая поверхностную энергию фторида лития на 30%, а хлорида натрия – на 75%, практически не влияет на движение дислокаций в первом случае и вызывает ярко выраженный эффект (увеличение длины пробега винтовых дислокаций) во втором [Щукин, 1971]. Это необходимо учитывать при анализе пластичности увлажненных соляных пластов, во всяком случае, для мелких зерен, в которых приповерхностный слой соизмерим с объемом. Для силикатных пород нет точной информации о снижении поверхностной энергии под действием воды. Обзор данных по кварцу содержится в книге [Айлер, 1959] и в работе [Parks, 1984], из которых видно, насколько велик разброс литературных данных. Однако на качественном уровне можно сказать, что свободная энергия негидратированной силоксановой поверхности кварца, обнажающейся при образовании ступеньки, вряд ли успевает сильно снизиться при физической адсорбции воды или при смачивании, а термоактивируемая химическая модификация поверхности с образованием силанольных связей требует большего времени. В то же время известно, что движение дислокаций в кварце может значительно облегчаться под действием воды. По схеме, разработанной Григгсом [Griggs, 1974], в результате диффузии воды вдоль дислокаций образуются силанольные мостики $=\text{Si}-\text{OH}\dots\text{HO}-\text{Si}=$, которые легко рвутся в самом слабом месте (по водородной связи). Сопротивление движению дислокаций уменьшается, и поэтому диффузия ОН-групп (или, возможно, ионов H^+ или H_3O^+) контролирует подвижность дислокаций, и, следовательно, скорость деформации. По сути, здесь мы имеем дело с явлением, близким к адсорбционному пластифицированию, только облегчение разрыва межатомных связей происходит в другом координационном окружении – не на поверхности, а в объеме. По-видимому, такой механизм возможен и в случае многих других силикатных минералов (амфиболы [Dollinger, Blacic, 1975] и др.).

При высоких температурах преобладающими механизмами ползучести становятся процессы диффузионной миграции атомов в направлении, определяемом приложенными напряжениями. В зависимости от природы диффундирующих кинетических единиц и от локализации диффузионного пути в структуре твердого тела принято различать ползучесть по Набарро – Херрингу, Коблу или Вертману. Зависимость скорости деформации от напряжения P в первых двух случаях:

$$\dot{\epsilon} = \frac{D\omega P}{\alpha k T d^2} \left(1 + \frac{\pi \delta}{d} \frac{D_{GB}}{D}\right), \quad (11)$$

где D и D_{GB} – коэффициенты диффузии в теле зерна и по границам, ω – атомный объем, d – размер зерна, δ – ширина межзеренной прослойки, α – фактор формы зерна. При $\pi\delta D_{GB} \ll \alpha d$ преобладает поток вакансий в объеме зерна; в противном случае преобладает диффузия по границам зерен. Ползучесть по Вертману (неконсервативное движение дислокаций) описывается выражением :

$$\dot{\varepsilon} = A \frac{D\mu b}{kT} \left(\frac{P}{\mu} \right)^n, \quad (12)$$

где A – эмпирическая постоянная Дорна, μ – модуль сдвига, $n = 3 - 4,5$.

В работе [Гликман, Горюнов, 1977] рассматривается еще один из возможных механизмов влияния снижения свободной поверхностной энергии на некоторые механические характеристики твердых тел, в том числе и на скорость ползучести. Сущность механизма заключается в том, что свободная поверхность (наряду с межзеренной) рассматривается как основной источник точечных дефектов (вакансий) в объеме кристалла. Мощность этого источника зависит от равновесной концентрации c_j изломов на поверхностных ступеньках атомарной высоты. Элементарный акт образования вакансии на поверхности заключается в переходе атома твердого тела на излом атомарной ступени. Следовательно, поток вакансий с поверхности кристалла в его объем должен возрастать при уменьшении поверхностной энергии в соответствии с выражением $\ln c_j \sim (-\gamma / kT)$. Если поверхностная энергия породообразующего минерала снижается в контакте с водой на величину $\Delta\gamma$, это соответствует росту концентрации вакансий в β раз. Эта величина может несколько отличаться от той (10), которая характерна для низких температур, вследствие роста kT (для типично диффузионной области в 3-4 раза) и увеличения $\Delta\gamma$ (как известно, при высокой температуре межфазная энергия может значительно понижаться вследствие повышения взаимной растворимости фаз и их сближения по составу). Не исключено, что эти два фактора в известной мере компенсируют друг друга. Так или иначе, в случаях, когда скорость ползучести пропорциональна коэффициенту самодиффузии, который связан с концентрацией ξ вакансий соотношением $D = D_{vac} \xi$, параметр β можно принять как ориентировочную оценку возможного ускорения ползучести под действием воды в соответствии с какой-либо из приведенных формул.

Совершенно особое место среди механизмов пластифицирования занимает наиболее эффективный и, по-видимому, весьма распространенный в природе механизм – рекристаллизационная ползучесть, или растворение-переосаждение (pressure solution в англоязычной литературе). Скорость деформации может возрастать в присутствии среды на несколько порядков величины, что далеко превосходит рассмотренные выше эффекты. Общепринятая трехступенчатая схема процесса состоит в локальном растворении твердого тела в напряженных участках с повышенным химическим потенциалом (часто с образованием пересыщенного раствора), диффузии в сторону меньших концентраций и переосаждении в местах, свободных от напряжений. Вообще говоря, каждый из этих этапов может в определенных условиях служить лимитирующей стадией процесса. Роль поверхностной активности среды состоит при этом в обеспечении развитой поверхности межфазного контакта и в снижении энергии гетерогенного зародышеобразования на третьей стадии процесса (при хорошем смачивании – практически до нуля).

Рекристаллизационная ползучесть интенсивно изучается многими научными коллективами ряда стран, как в лабораторных опытах, так и в попытках количественной интерпретации разнообразных природных микро- (стилолиты) или макро- (соляные и иные диапиры) структур. Литература по этой теме насчитывает сотни публикаций; в качестве примера можно привести [Renard et al., 1977; Rutter, 1983; Fletche, 1984; Gratier, 1987; Скворцова, 2004; Zoubtsov et al., 2004;]. Межзеренная рекристаллизационная ползучесть признается одним из важнейших механизмов литификации, компактизации и деформации для большого числа пород земной коры, а также является главным фактором, контролирующим процессы эволюции подземных резервуаров, создаваемых в соляных пластах. Вместе с тем, при всей распространенности этого механизма в геологических процессах, его изучение в лабораторных условиях затруднено прежде всего из-за низких скоростей деформации, если растворимость породы в воде мала. В этом смысле поваренная соль и другие щелочные галогениды находятся в выгодном положении и являются в последнее время одним из основных объектов экспериментального изучения.

Эта проблематика является также одной из приоритетных тем исследований, проводимых в Лаборатории физико-химической механики Химического факультета МГУ. Ниже приведены

некоторые результаты, полученные за последние годы. Основным объектом исследований был синтетический хлористый натрий или природная каменная соль, а также кальцит и арагонит.

Рассматриваемый механизм деформации, как отмечалось выше, может конкурировать с множеством других механизмов; один из них преобладать для каждой конкретной системы в определенном диапазоне условий. Для системы NaCl – вода в ряде случаев были получены следующие доказательства массопереноса через раствор:

1) Изучалось деформирование монокристаллов NaCl в насыщенном водном растворе с помощью сферического индентора [Скворцова и др., 2003]. Использование сферического индентора позволяет в процессе одного опыта плавно уменьшать напряжения по мере внедрения шарика. Ранее [Скворцова и др., 1996] была показана полная сопоставимость результатов, полученных методами индентирования и одноосного сжатия. В начале эксперимента, в области напряжений выше 20-30 МПа, деформация развивается практически так же, как в любой другой среде, следуя хорошо известным закономерностям скольжения дислокаций (стартовое напряжение скольжения дислокаций близко к 20 МПа [Munson, Devries, 1991]). С учетом того, что скольжение дислокаций является термически активируемым процессом, наиболее общим выражением для скорости ползучести является экспоненциальная зависимость типа формулы Журкова:

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_0 \exp\left(-\frac{E_A - VP}{kT}\right), \quad (13)$$

где $\dot{\varepsilon}_0$ – структурно нечувствительный фактор, примерно одинаковый для разных систем и материалов, E_A – начальная энергия активации процесса разрушения, V – активационный объем.

При дальнейшем уменьшении напряжения скорость деформации образцов в инертной среде (гептан) резко уменьшается, в то время как для образцов в присутствии водного раствора деформация продолжается с весьма заметной скоростью. По-видимому, на этом участке деформация происходит при активном участии воды, то есть путем перекристаллизации через прослойку жидкости между индентором и образцом. Было показано, что на этом этапе кривая деформации описывается уравнением, которое можно вывести для растворения-осаждения в диффузионно-лимитируемом режиме:

$$h^3 = \frac{3D_{ж}c_0\omega F\delta}{2\pi r^2 RT} \cdot t \quad (14)$$

где h – глубина погружения индентора, $D_{ж}$ – коэффициент диффузии NaCl в растворе, c_0 – концентрация в объемных долях, ω – мольный объем, F – приложенная нагрузка, δ – толщина межзеренной прослойки раствора, r – радиус индентора, t – время.

Но решающий аргумент в пользу массопереноса через раствор был получен в опытах на специально приготовленных синих (содержащих избыток металлического натрия) кристаллах. *Валик вокруг индентора остается синим на первом этапе и обесцвечивается (с подщелачиванием раствора) на втором.*

2) Энергия активации ползучести различных щелочногалоидных кристаллов на втором этапе близка к энергии активации диффузии соответствующих солей в растворе (рис. 5, табл. 2) [Скворцова, 2004].

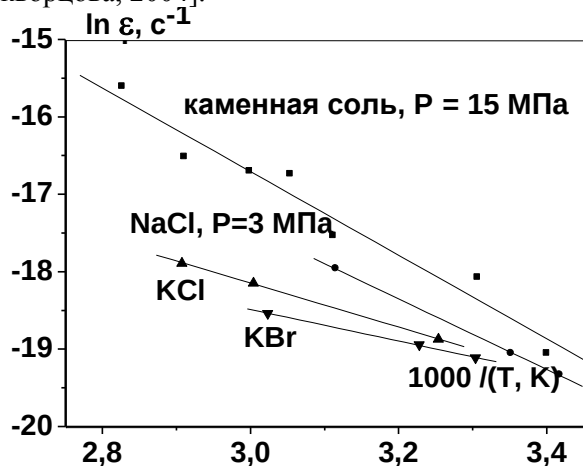


Рис. 5. Скорость рекристаллизационной ползучести солей в координатах Аррениуса

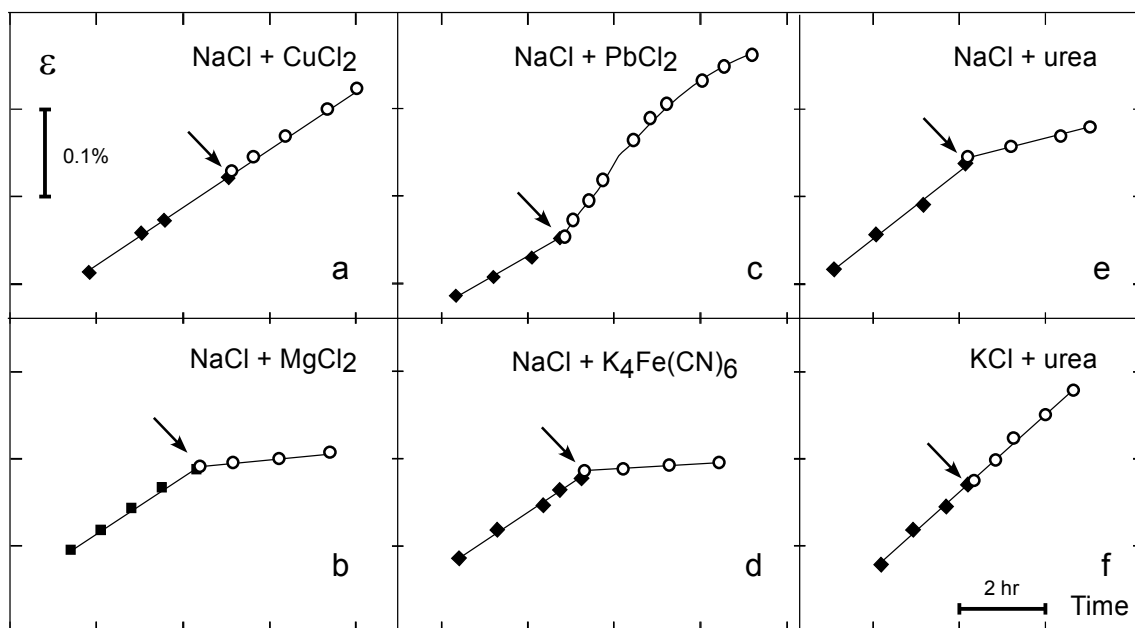


Рис. 6. Влияние добавок на скорость рекристаллизационной ползучести NaCl и KCl

3) Влияние добавок, вводимых в раствор, на скорость ползучести, соответствует литературным данным об их ускоряющем, замедляющем или нулевом влиянии на диффузионно-лимитируемое растворения солей в воде (рис. 6) [Traskine et al., 2008]. Весьма ярко выраженное замедляющее действие на ползучесть порошка кальцита в воде оказывают добавки оксиэтилидендифосфоновой кислоты (рис. 7) [Траскин, 2009].

Таблица 2. Измеренная энергия активации рекристаллизационной ползучести солей и энергия активации их диффузии в насыщенном водном растворе

Соль	Эксперимент	Теория
KBr	16.7 ± 0.6	
KCl	18.8 ± 1.0	17.8
NaCl	23.8 ± 1.2	21.5
Галит	24.0 ± 1.6	21.5

Несмотря на то, что рекристаллизационная ползучесть давно и интенсивно исследуется, так как является главным путем медленной деформации горных пород, контактирующих с жидкими фазами в естественных условиях, а также используется в ряде технологических процессов, многие особенности ее механизма остаются до сих пор неясными. В частности, в рамках существующих моделей трудно количественно проанализировать роль движущей силы процесса – механических напряжений. Локальное возрастание химического потенциала твердого тела и соответствующее

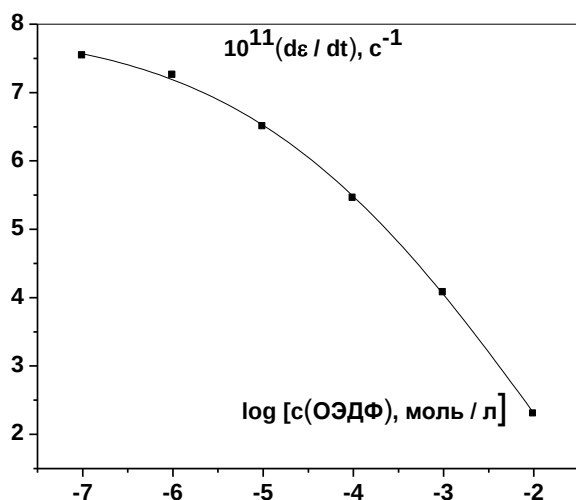


Рис. 7. Скорость ползучести кальцита в растворах ОЭДФ

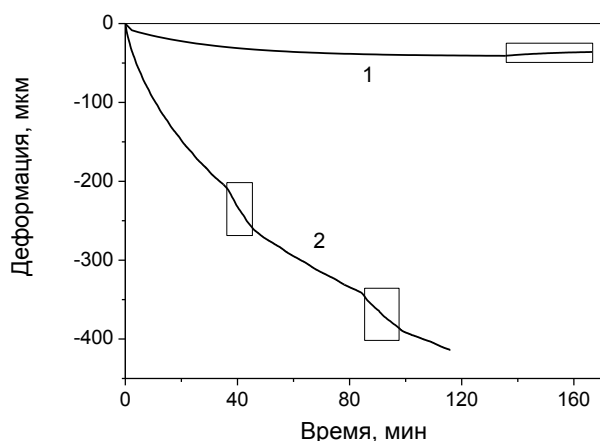


Рис. 8. Деформационные кривые порошка хлорида натрия, испытанного в вазелиновом масле (1) и в присутствии собственного насыщенного водного раствора (2) при статическом (0.29 МПа) и циклическом (0.29 – 0.026 МПа) нагружении. Период нагрузки-разгрузки – 24 сек. Временные интервалы приложения циклической нагрузки здесь и далее отмечены прямоугольниками

пересыщение раствора сравнительно легко поддаются оценке (хотя и здесь до сих пор существуют разногласия между сторонниками теорий абсолютного и локального химического потенциала негидростатически напряженного кристалла, несмотря на давно известные убедительные аргументы в пользу второй концепции [Остапенко, 1977]). Гораздо труднее учесть возможность тормозящего влияния давления на массоперенос в результате поджатия межзеренных жидких прослоек, которая до сих пор систематически не исследовалась. В работе [Jordan et al., 2005] было высказано предположение о временном повышении скорости рекристаллизационной ползучести в горных породах вследствие циклического сброса напряжений в периоды сейсмической активности. Это согласуется с результатами экспериментов [Dysthe et al., 2002; 2003], в которых наблюдалось некоторое возрастание скорости рекристаллизационной ползучести хлорида натрия под действием переменных нагрузок с периодом в несколько часов.

В нашей работе [Traskine, 2009] было проведено систематическое изучение воздействия переменных нагрузок на различные материалы (NaCl , CaCO_3 , NH_4NO_3), деформируемые в условиях рекристаллизационной ползучести. Порошки NaCl и CaCO_3 испытывали на сжатие поршнем в цилиндрической матрице с внутренним диаметром 1.2 см при комнатной температуре. Исходная высота образца составляла 1.6-1.8 см. Приложенная нагрузка при статическом режиме испытаний составляла 33 Н. В случае нитрата аммония использовалась матрица диаметром 0.8 см, нагрузка при предварительной прессовке составила 105 Н, затем нагрузку сбрасывали до 46.5 Н. Циклическое воздействие осуществлялось с помощью кривошипно-шатунного устройства, изменявшего нагрузку в интервалах от 33 до 3 Н или от 46.5 до 2 Н с периодичностью от 5 до 120 сек. в режиме, близком к синусоидальному.

Автоматический датчик перемещений ЛИР-15 позволял непрерывно регистрировать смещение поршня с точностью до 0.1 мкм с интервалом 1 сек.

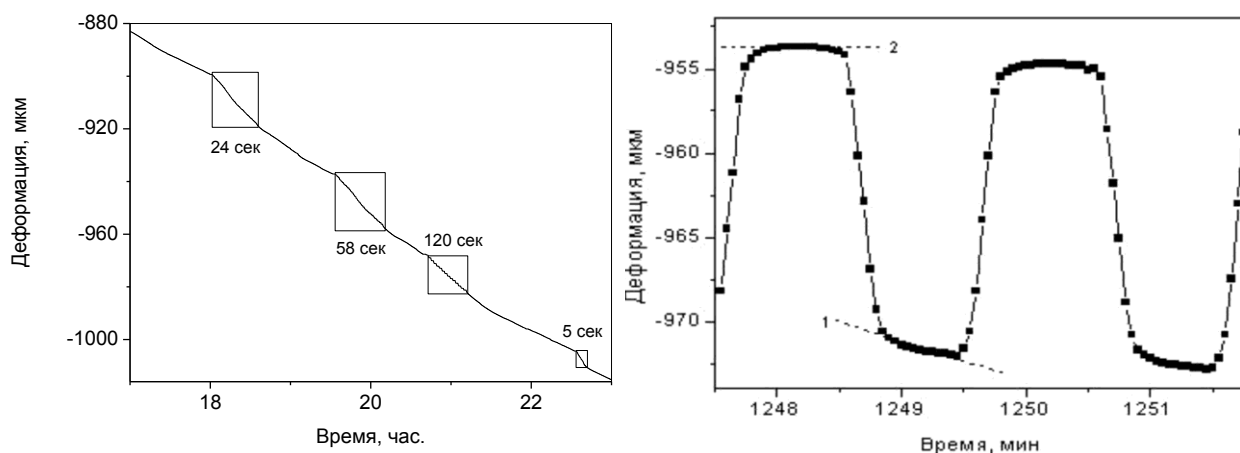


Рис. 9. а) Фрагмент деформационной кривой смоченного водой порошка хлорида натрия при различных периодах циклических испытаний (обозначены на рисунке); б) увеличенная часть кривой рис. 9, а, соответствующая периоду 120 сек и включающая упругую деформацию. Пунктирные прямые показывают среднюю скорость деформации при нагрузке (1) и разгрузке (2)

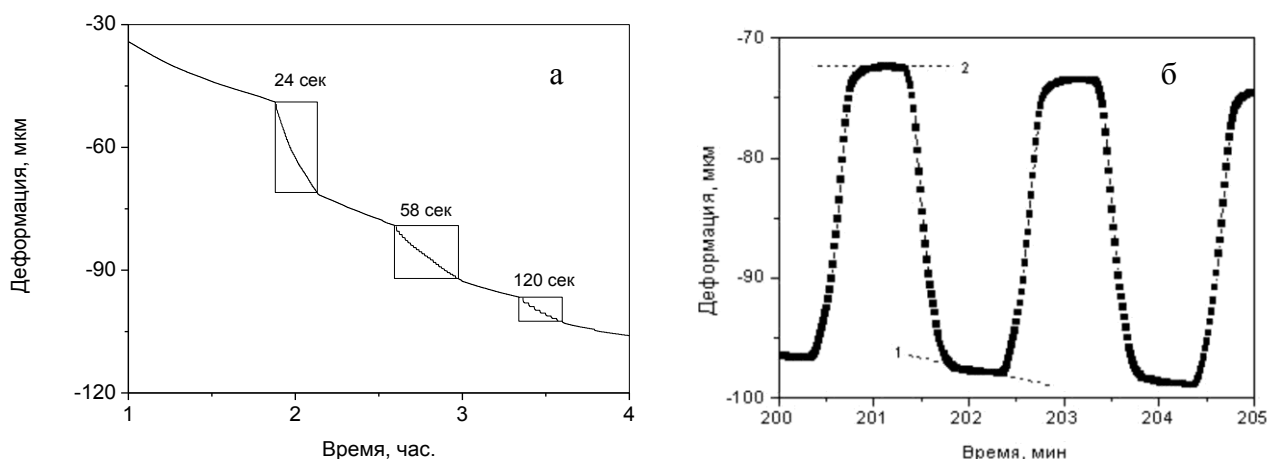


Рис. 10. Фрагмент деформационной кривой порошка кальцита в присутствии собственного насыщенного водного раствора при различных периодах циклических испытаний (отмечены на рис.): общий вид (а) и увеличение (б). Увеличенная часть кривой, соответствует периоду 120 сек. и включает упругую деформацию. Пунктирные прямые показывают среднюю скорость деформации при нагрузке (1) и разгрузке (2)

Порошки испытывали в осушенной инертной среде (гептан, вазелиновое масло) или в присутствии воды (всегда предварительно насыщенную соответствующей солью; в случае CaCO_3 насыщение проводили при $\text{pH} = 8.3$). Количество добавляемой жидкости составляло около 20% от веса образца. На первой стадии каждого эксперимента образцы прессовали при постоянной нагрузке до достижения постоянной скорости деформации. При переходе к периодическому режиму кривая деформации становилась зигзагообразной вследствие упругой деформации с амплитудой 18 мкм (13 мкм за счет нагружающего устройства, ~ 5 мкм за счет образца).

Для первых двух солей был обнаружен эффект резкого увеличения скорости ползучести при переходе от статического к циклическому режиму; после возвращения к статическому режиму восстанавливается скорость, близкая к первоначальной (рис. 8 – рис. 10). Эффект возрастает при увеличении частоты (рис. 11). Для нитрата аммония ускорения ползучести не наблюдалось (рис. 12). При испытаниях порошков в нерастворяющих средах (гептане, вазелиновом масле) эффект отсутствует. Что касается нитрата аммония, то есть основания предполагать, что в этом случае лимитирующей стадией является не диффузия, а растворение. Это предположение подтверждается двумя фактами: 1) согласно полученным данным, *скорость ползучести обратно пропорциональна размеру зерна, а не его кубу, что характерно для граничного режима ползучести* [Raj, 1982]; 2) растворение NH_4NO_3 в воде сопровождается большим эндотермическим эффектом, предполагающим высокую энергию активации процесса, что в свою очередь обычно интерпретируется как доказательство граничной кинетики процесса рекристаллизационной ползучести [Niemeijer et al., 2002].

Эффект увеличения скорости ползучести в условиях действия циклических нагрузок можно, следуя [Jordan et al., 2005], объяснить расширением путей массопереноса и облегчением транспорта

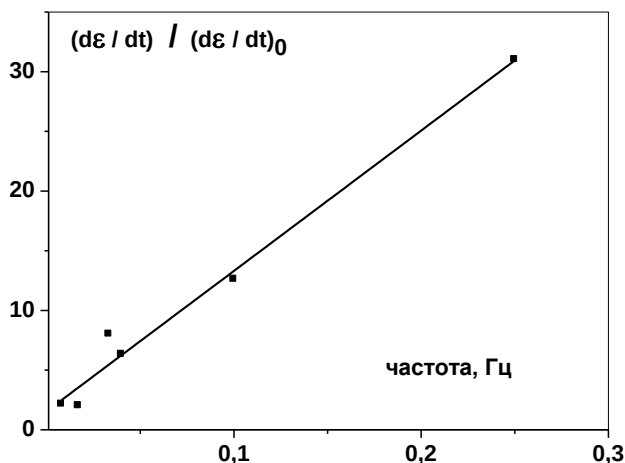


Рис. 11. Зависимость эффекта ускорения деформации при циклических испытаниях смоченного порошка кальцита от частоты циклов нагрузки-разгрузки

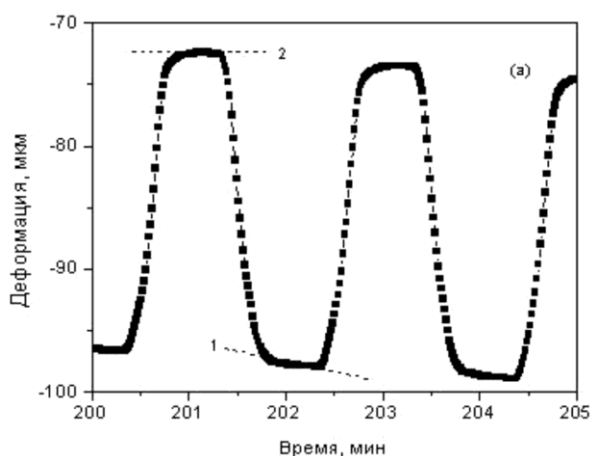


Рис. 12. Фрагмент кривой деформации порошка нитрата аммония при статическом (0.9 МПа) и циклическом (0.9-0.043 МПа) нагружении; период 24 с

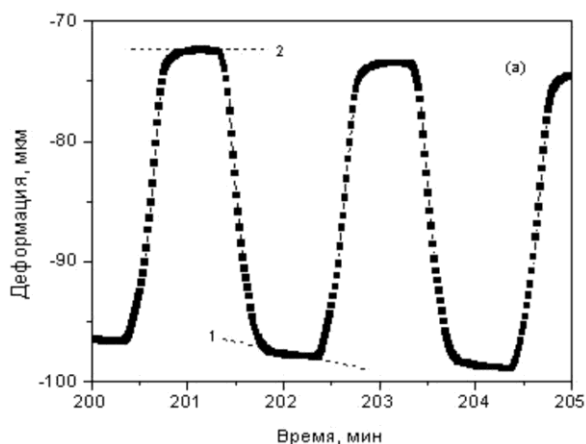


Рис. 13. Наложение фрагментов кривых деформации хлорида натрия в режиме нагрузки-разгрузки с периодом 120 сек (1) и после разгрузки с выходом на статический режим (2)

растворенного материала вдоль градиента концентрации при снятии нагрузки. Однако детальный анализ кривых ползучести (рис. 9, б и рис. 10, б) показывает, что верхняя часть кривых (отражающая деформацию в период разгрузки) практически горизонтальна, т.е. предположение о быстром удалении пластически деформированного материала в период разгрузки [Jordan et al., 2005] вряд ли справедливо. С другой стороны, наклон нижней части кривых (деформация под нагрузкой) значительно круче, чем наклон до приложения циклической нагрузки. Для хлорида натрия (рис. 9, б) скорость деформации до приложения циклической нагрузки составляла $2 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, средняя скорость на протяжении всего циклического периода $4 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, для кальцита (рис. 11, б) – $3.7 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-1}$ и $7.2 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-1}$ соответственно. Средняя скорость за все время приложения циклической нагрузки в 2 раза меньше скорости деформации в период нагружения, т.к. время нахождения под нагрузкой и «мертвое время» без нагрузки примерно равны.

В начале каждой стадии нагружения деформационные кривые имеют сходную форму: наибольшая скорость наблюдается непосредственно после нагружения, затем она постепенно снижается (рис. 13). Замедление деформации может быть обусловлено как процессами в жидкой фазе (сглаживанием концентрационного профиля вдоль пути массопереноса), так и эволюцией микроструктуры межзеренной поверхности (сплющиванием микроконтактов). Если нагрузка не сбрасывается, то постепенно скорость достигает примерно той же величины, которая была до циклических воздействий. В циклическом режиме реализуются лишь начальные участки кривых, причем чем короче цикл, тем больше средняя крутизна участков, из последовательности которых складывается суммарная деформация. Этим можно объяснить зависимость степени ускорения деформации от частоты циклов нагрузки-разгрузки (рис. 12).

Таким образом, предположение о повышении скорости рекристаллизационной ползучести в горных породах вследствие циклического сброса напряжений в периоды сейсмической активности, получило экспериментальное подтверждение, пока еще только в лабораторных условиях. Дальнейшие исследования, в условиях по возможности приближенных к реальным (РТХ, параметры сейсмики и т.д.) должны дать ответ на поставленные крайне интересные вопросы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ребиндер П.А. О влиянии изменений поверхностной энергии на спайность, твердость и другие свойства кристаллов // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Т. 2. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. 142 с.
- Траскин В.Ю. Эффект Ребиндера в тектонофизике // Физика Земли. 2009. Т. № 11. С. 22-33.
- Траскин В.Ю., Сковорова З.Н., Перцов Н.В., Щукин Е.Д., Ребиндер П.А. Адсорбционное понижение прочности кристаллов щелочных галогенидов // ДАН СССР. 1970. Т.191, №4. С. 876-879.
- Перцов Н.В. Влияние жидких фаз на разрушение горных пород // Физико-химическая механика природных дисперсных систем. М.: Изд-во МГУ. 1985. С. 107-117.
- Pertsov N.V. Adsorption-induced enhancement of materials machining // In: Surface effects in crystal plasticity. Leyden: Noordhoff. 1977. P. 699-735.
- Сковорова З.Н. Закономерности и механизмы влияния жидкостей на прочность и пластичность ионных кристаллов. Автореф. дисс.доктора хим. наук. М. 2005.
- Траскин В.Ю., Бедарев А.С., Сковорова З.Н., Арутюнян Л.Г., Брюханова Л.С., Перцов Н.В. Интеркристаллитное разрушение поликристаллов щелочных галогенидов с жидкими межзеренными прослойками // ДАН УССР, Сер.Б. 1986. №11. С. 48-51.

- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н. Оценка адгезионной прочности на разрыв и истирание по адгезии жидкости к твердому телу // Вестник Моск. ун-та, серия «Химия». 2004. Т.45, №6. С. 376-379.
- Сальников Д.И., Траскин В.Ю. Поверхностные явления и эффект Ребиндера в сульфидно-силикатных системах // Физико-химическая механика дисперсных систем и материалов. Киев: Наукова думка. 1982. С. 100-101.
- Траскин В.Ю., Сальников Д.И., Коган Б.С., Арутюнян Л.А. Экспериментальное исследование взаимодействия сульфидных жидкостей с твердыми и расплавленными силикатными породами. // Кинетика и динамика геохимических процессов. Киев: Наукова думка. 1983. С. 87-88.
- Ребиндер П.А., Шукин Е.Д. Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Т.2. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. С. 203-269.
- Лихтман В.И., Шукин Е.Д., Ребиндер П.А. Физико-химическая механика металлов // М.: Изд-во АН СССР. 1962. 304 с.
- Шукин Е.Д., Савенко В.И., Кочанова Л.А., Ребиндер П.А. О влиянии среды на подвижность дислокаций в ионных кристаллах // Докл. АН СССР. 1971. Т.200, №2. С. 406-410.
- Айлер Р.К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов // М.: Госстройиздат. 1959. 288 с.
- Parks G.A. Dislocations etch pits in quartz // J. Geophys. Res. 1984. V.89, N B6. P. 3997-4008.
- Griggs D.T. A model of hydrolytic weakening in quartz // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. P. 1653-1661.
- Dollinger G., Blacic J.D. Deformation mechanisms in experimentally and naturally deformed amphiboles // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26, N 3. P. 409-416.
- Гликман Е.Э., Горюнов Ю.В. Механизм эффекта Ребиндера в металлических системах // Вестн. Моск. ун-та, сер. «Химия». 1977. Т.18, №. 5. С. 551-565.
- Скворцова З.Н. Деформация по механизму растворения-переосаждения как форма адсорбционного пластифицирования природных солей // Коллоидн. журн. 2004. Т. 66, №1. С. 5-15.
- Zoubtsov S., Renard F., Gratier J.-P., Guiguet R., Dysthe D.K., Traskine V. Experimental pressure solution compaction of synthetic halite/calcite aggregates // Tectonophysics. 2004. V. 385. P. 45-57.
- Renard F., Ortoleva P., Gratier J.-P. Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress // Tectonophysics. 1997. V. 280, N 3-4. P. 257-266.
- Rutter E.H. Pressure solution in nature, Theory and experiment // J. Geol. Soc. 1983. V.140. P.725-740.
- Fletcher R.C. Effects of pressure solution and fluid migration on initiation of shear zones and faults // Tectonophysics. 1998. V. 295, N 1-2. P. 139-165.
- Gratier J.-P. Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rocks. // Geological Society, London, Special Publications. 1987. V. 29. P. 25.
- Скворцова З.Н., Касьянова И.В., Траскин В.Ю. Изучение адсорбционного пластифицирования монокристаллов хлорида натрия методом индентирования // Коллоидн. журн. 2003. Т. 65, № 3. С. 399-402.
- Скворцова З.Н., Траскин В.Ю., Погарская Н.В. Использование метода индентирования для исследования рекристаллизационной ползучести // Геоэкология. 1996. №6. С. 120.
- Munson D., Devries K. Dislocations and Plastic Flow in NaCl Single Crystals // Proceedings of the 7th International Congress on Rock Mechanics, Aachen, Germany. 1991. V. 1. P. 127.
- Traskine V., Skvortsova Z., Muralev A. Intergranular pressure solution in internally wetted polycrystals: Effect of additives // Mat. Sci. and Eng. A. 2008. V. 495, № 1-2. P. 132-137.
- Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев: Наукова думка. 1977. 239 с.
- Jordan G., Aldushin K., Lohkämper T., Schmahl W. Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69 Suppl.: A314.
- Dysthe D.K., Podladchikov Y., Renard F., Feder J., Jamtveit B. Universal scaling in transient creep. Phys. Rev. Letters. 2002. V. 89. P. 246102.
- Dysthe D.K., Renard F., Feder J., Jamtveit B., Meakin P., Jøssang T. High-resolution measurements of pressure solution creep // Phys. Rev. E. 2003. V. 68. P. 011603-1-13.
- Traskine V., Skvortsova Z., Muralev A., Zubov D. Pressure solution creep under cyclic loading // Mineralogy and Petrology. 2009. V. 97. P. 265-274.
- Raj R. Creep in polycrystalline aggregates by matter transport through a liquid phase // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 4731-4739.
- Niemeijer A.R., Spiers C.J., Bos B. Compaction creep of quartz sand at 400-600 °C: experimental evidence for dissolution-controlled pressure solution // Earth Planet Sci Lett. 2002. V. 195. P. 261-275.

АСТЕНОСФЕРНЫЕ ПОТОКИ КАК ИСТОЧНИК ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов

Геологический институт РАН, г. Москва

trifonov@ginras.ru

Цель этого сообщения – обосновать течения горных масс подлитосферной верхней мантии и показать их геодинамическое воздействие на литосферу.

Согласно классической плэйт-тектонической теории, литосферные плиты, охватывающие земную кору и самые верхи мантии до глубин 50–120 км, движутся от зон спрединга к зонам субдукции и коллизии вдоль трансформных разломов. Несложно показать, что раздвигание плит магматическим материалом, внедряемым в зонах спрединга, как и затягивающий эффект слэбов, погружающихся в зонах субдукции, не обеспечивают общего латерального перемещения плит. Поэтому большинство исследователей принимают, что плиты «плывут» на потоках подлитосферной мантии в рамках мантийной конвекции [Монин, 1998; Сорохтин, Ушаков, 2002; Трубицын, 2005]. Возможность такого течения определяется обусловленной РТ условиями пониженной вязкостью астеносферы, подстилающей литосферу и распространяющейся до глубин 300 км и более.

Сейсмотомографическими исследованиями выявлены восходящие и нисходящие потоки вещества мантии, охватывающие значительные её глубины [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Так, Центрально-Тихоокеанский и Эфиопско-Афарский суперплюмы (объёмы со скоростями сейсмических волн, пониженными относительно среднемировых на соответствующих глубинах) восходят от низов мантии, а некоторые субдуцированные слэбы западной окраины Тихого океана, как объёмы с повышенными скоростями сейсмических волн, прослежены до глубин 900–1000 км. Это в целом подтверждает общемантийную конвекцию. Но соотношения восходящих и нисходящих потоков с перемещением литосферных плит, т.е. латеральным течением подлитосферных масс, оказываются достаточно сложными.

Пониженные значения сейсмических волн под зонами спрединга срединно-океанических хребтов становятся малоcontrastными на глубинах до 200 км, а к 300 км полностью исчезают [Силантьев, Соколов, 2010]. Суперплюмы не проецируются на зоны спрединга (Тихоокеанский, островов Зелёного Мыса и др.) или совпадают с ними лишь частично и приходятся на небольшую часть срединно-океанической рифтовой системы (Эфиопско-Афарский и Исландский) [Андерсон, Дзевонский, 1984; Соколов, 2010]. Тихоокеанский суперплюм не достигает поверхности, а переходит на глубинах 200–300 км в латеральный поток, распространяющийся до зон спрединга восточной Пацифики. Всё это приводит к выводу о перераспределении материала восходящих потоков на уровне нижней астеносферы, т.е. о существовании своеобразной внутриастеносферной конвекции.

Новые сейсмотомографические данные по северо-востоку Азии показали, что большинство субдуцируемых слэбов переходят на глубинах 400–700 км в горизонтальные высокоскоростные линзы, уходящие под континент [Жао и др., 2005]. С ними связывают вулканизм Восточного Китая, Монголии и востока России [Коваленко и др., 2009; Отани, Чжао, 2009]. В тех случаях, когда слэб продолжается глубже этих линз, последние присутствуют в разрезе и выражены резче в скоростях продольных волн V_p , чем глубинное продолжение слэба.

Особенности верхнемантийных течений выявляются на сейсмотомографических профилях районов Эфиопско-Афарского суперплюма, северной части Индийского океана и Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Их построил С.Ю. Соколов на основе глобальных данных [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]. Суперплюм в своей подлитосферной части представляет собой меридионально вытянутую область, совпадающую с зоной Великих Африканских разломов от Малави до Красного моря. Этот восходящий поток наклонён на юг, так что его основание, приходящееся на низы мантии, проецируется на юг Африки. От верхней части суперплюма ответвляется латеральный верхнемантийный поток, прослеживаемый на север под Аравию и на северо-восток под Индийский океан и далее под Индийскую платформу, где он перекрыт её мощной (до 200 км) литосферой с повышенными скоростями сейсмических волн.

Вполне вероятно допущение, что Эфиопско-Афарский суперплюм занимал стационарное положение в течение всего существования Тетиса с позднего палеозоя, а до кайнозоя мог распространяться на юг дальше, чем сейчас. Части Гондваны, дрейфовавшие в восточных или северо-восточных румбах из-за раздвигания Атлантики, оказывались над суперплюмом, где испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленявшиеся гондванские фрагменты подхватывались

горячим латеральным потоком от суперплюма и перемещались в северо-восточных румбах в составе новообразованной океанской литосферы Тетиса. Там океанская литосфера субдуцировала, и возникавшие слэбы переходили на глубинах 400–700 км в горизонтальные высокоскоростные линзы. Это видно на сейсмотомографических разрезах через Индонезийский сегмент Альпийско-Гималайского пояса, где субдукция продолжается до сих пор. Гондванские фрагменты причленились к Евразии, и зоны субдукции перемещались в их тыловые части. Их прежнее положение фиксируется сутурами, аккреционными телами и проявлениями синсубдукционного и синколлизийного вулканизма соответствующего возраста. Такие следы Палео-, Мезо- и Неотетиса фиксируют стадии этого процесса.

Воздействие астеносферных течений на литосферу изменилось в кайнозой, когда Тетис закрылся и произошла коллизия гондванских плит с Евразией, что замедлило их северо-восточный дрейф. Но астеносферные потоки продолжили прежнее движение и распространились в конечном счёте до северных окраин современного орогенического пояса. Это видно на сейсмотомографическом профиле через Эфиопско-Афарский суперплюм и Аравийско-Кавказский сегмент пояса, где подлитосферный латеральный поток прослеживается от суперплюма до северного склона Большого Кавказа.

Возраст вулканических проявлений фиксирует распространение потока [Ершов, Никишин, 2004]. Самые ранние проявления мантийного вулканизма Эфиопии относятся к эоцену. 32–30 млн. лет назад вулканизм распространился на северо-восточный борт Красноморского рифта и продолжался там до 20 млн. лет и местами позднее. ~26 млн. лет назад начался кайнозойский вулканизм на западе Аравийской плиты – в нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) на юге Сирии и в смежной части Иордании. 18–16 млн. лет назад он достиг северного края Аравийской плиты. Петрохимическое сходство продуктов базальтового вулканизма Центральной и Северной Аравии указывает на сходные условия их образования из мантийных источников. Вулканические районы запада Аравийской плиты развивались унаследованно и длительно (например, нагорье Джебель Араб – до 25 млн. лет) без признаков однонаправленной миграции вулканизма. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время в северных румбах, унаследованность означает, что магматические очаги располагались внутри литосферной мантии [Trifonov et al., 2011]. Этот геологический вывод совпадает с результатами геохимических исследований [Lustrino, Sharkov, 2006].

На север, в пределы Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, подлитосферный поток проник после того, как в раннем миоцене завершилась субдукция реликтов Тетиса на южной окраине пояса [Ершов, Никишин, 2004], а Большого Кавказа он достиг лишь после закрытия кавказских прогибов Паратетиса в среднем миоцене [Леонов, 2007], причём под Большим Кавказом поток утонён по сравнению с более южным регионом. Вероятно, зоны субдукции препятствовали движению потока, и его распространение через них было сопряжено с переработкой структуры верхней мантии, что требовало определённого времени. Поэтому новейший вулканизм Аравийско-Иранского сегмента активизировался только в позднем миоцене и быстро распространился от Армянского нагорья и Центральной Анатолии до района Эльбруса, продолжаясь в плиоцен-квартере. Вулканизм представлен породами от базальтов до риолитов. Термодинамические расчёты, соотнесённые с результатами геохимических и петрологических исследований, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях, характерных для верхов мантии, а на севере нагорья и Большом Кавказе – для низов коры [Короновский, Дёмина, 2009; Леонов, 2007]. Существование нижнекорового магматического очага под Эльбрусом обосновано геофизическими исследованиями [Лаверов, 2005]. Вместе с тем, данные изотопного анализа Sr–Nd–O вулканических пород региона, как и высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала. Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [Леонов, 2007] предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, по которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии возникли за счёт тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии.

Предполагается [Trifonov et al., 2011], что в процессе движения астеносферный поток деформировал литосферу. В участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования выводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку очаги поддерживались подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Состав потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала. Плавление местного материала происходило и в магматических очагах. В результате геохимические особенности Эфиопско-

Афарского суперплюма ещё присутствуют в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты, но не фиксируются севернее [Lustrino, Sharkov, 2006]. Это обстоятельство может объяснить отсутствие следов глубинной магмогенерации в базальтах срединно-океанических хребтов.

Горячие подлитосферные потоки переработали структуру верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса. Это выразилось в пониженных усреднённых V_p верхов мантии на уровне ~100 км под всеми горными системами пояса, кроме части Высокой Азии. Там кровля астеносферного потока понижена до 300 км из-за высокой мощности литосферы, обусловленной её деформационным утолщением и высокобарическими метабазитовыми слэбами, связанными с субдукционными процессами разных стадий развития Тетиса, а на севере палеозойских океанов. Наиболее утолщён высокоскоростной верхний слой под Южным Тибетом, где сохранились реликты слэба Неотетиса.

В процессе переработки верхнемантийной структуры горячие астеносферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма обогащались водосодержащими флюидами. По петролого-геохимическим данным, в мантии почти нет воды. А.Е. Рингвуд [1981] оценивает её содержание в 0.1%. Это связано с тем, что подавляющее большинство минералов подлитосферной мантии лишено гидроксильных групп. Исключением могут быть породы на уровне 410–670 км. На глубине ~410 км оливин с ромбической сингонией переходит в его разновидность со шпинелевой структурой (вадслеит, трансформирующийся на глубине ~520 км в рингвудит), а клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита такова, что допускает замену части анионов кислорода этих безводных минералов на гидроксильные группы [Пущаровский, Пущаровский, 2010]. Их важнейшим источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные минералы. Вместе с тем, современные данные о плотности земного ядра допускают присутствие в нём водорода. Соответственно, он может быть в восходящих из низов мантии потоках. Но ниже 670 км преобладают минералы с перовскитоподобной структурой, которые содержат минимальное количество кислорода, исключающее его соединение с водородом. Эта возможность возникает в переходном слое 410–670 км, где присутствие флюидов подтверждается сильным затуханием поперечных волн при слабом изменении их скорости и повышенной электропроводимостью. За счёт дегидратации переходного слоя при его взаимодействии с горячими верхнемантийными потоками флюиды концентрируются в них [Отани, Чжао, 2009].

Активизированные таким образом астеносферные потоки нарушали литосферу и обеспечивали проникновение в неё подвижных и, прежде всего, флюидных компонент астеносферы. Под их воздействием произошло размягчение литосферы [Артюшков, 2003]. Оно сделало возможным интенсивные деформации и усилило тектоническое расслоение литосферы, обеспечившее большие литеральные перемещения. На субдукционной стадии развития эти проявления ограничивались областями субдукции. По мере закрытия Тетиса и возникновения на обширных пространствах коллизионных условий, астеносферные потоки и обусловленные ими деформации литосферы распространялись на всё большие территории будущего орогенического пояса. Структурные проявления этого процесса фиксируются с конца среднего эоцена. С олигоцена до начала плиоцена выделены три стадии деформаций, различающиеся ориентировкой зон сжатия и сдвига, отражающей, вероятно, разные направления потоков [Иванова, Трифонов, 2005; Трифонов, 1999]. В олигоцене и раннем миоцене преобладало северо-северо-западное сжатие, в среднем миоцене оно стало северо-восточным, а в позднем миоцене вновь приобрело направление от северо-северо-западного до меридионального. В течение этих стадий последовательно закрывались реликты Неотетиса и его задуговых бассейнов соответствующих простираций. Деформации и смещения указанных стадий приводили к локальному утолщению коры и образованию выраженных в рельефе поднятий. Судя по тонкообломочности сносимого с поднятий материала и величинам врезов в выработанные на них поверхности и ступени рельефа, эти поднятия, за редкими исключениями, были не выше среднегорных (≤ 1500 м). Расчёты изостатического поднятия из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008], близки к геолого-геоморфологическим оценкам. Иначе говоря, до плиоцена сжатие было главным фактором рельефообразования, хотя местами и дополнялось воздействием глубинных вещественных преобразований.

Связанные с астеносферными потоками деформации литосферы и проникновение в неё флюидов и других горячих компонент астеносферы обусловили метаморфизм и формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, магматических очагов [Летников, 2003а, б]. Их активность проявилась в вулканизме, а в Памиро-Гималайском сегменте пояса также грандиозном по масштабам гранитообразовании, начавшемся ещё на ранних стадиях коллизии и продолжавшемся местами до

миоцена включительно. Разуплотнение коры при гранитообразовании вызвало дополнительное воздымание Высокой Азии.

Указанные деформационные, метаморфические и магматические явления привели в начале плиоцена к общей консолидации земной коры Альпийско-Гималайского пояса, подготовив четвёртую стадию его неотектонической эволюции, охватившую в разных регионах последние 2–4 млн. лет. На фоне субмеридионального сжатия консолидация выразилась прекращением крупномасштабного гранитообразования, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами, а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом. Под консолидированным гранитно-метаморфическим слоем воздействие астеносферы на литосферу было двояким [Артюшков, 1993; Трифонов, 2008]. Во-первых, отслоенная и деструктурированная литосферная мантия стала погружаться и замещаться более лёгким астеносферным веществом. Во-вторых, при воздействии астеносферных флюидов метабазиты низов коры и переходного коро-мантийного слоя испытывали ретроградный метаморфизм. Оба этих процесса приводили к разуплотнению пород и вызвали быстрое изостатическое поднятие земной поверхности. Разуплотнение верхов мантии зафиксировано гравиметрическими и сейсмическими (выявление пониженных скоростей сейсмических волн) исследованиями под горами Высокой Азии, Малым Кавказом и Карпатами. Разуплотнение низов коры, вероятно, было ведущим фактором интенсивного воздымания Большого Кавказа и Западного Тянь-Шаня, где разуплотнение верхов мантии не зафиксировано (кроме района Эльбруса). Под оба эти региона астеносферный поток проник поздно (под Большой Кавказ после закрытия кавказских прогибов Паратетиса в среднем миоцене [Леонов, 2007], а под Западный Тянь-Шань после замыкания восточного продолжения Афгано-Таджикской депрессии). Поэтому преобразования не дошли там до замещения литосферной мантии астеносферным веществом, но под консолидированной палеозойской корой были достаточными для разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения, близких по плотности к мантии.

Плиоцен-четвертичное усиление поднятия выявлено во всех сегментах орогенического пояса от Альп до Гималаев и особенно значительно в Центральной Азии. Высота существовавших к этому времени поднятий, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Сформировались современные горные системы и высокие плато, в предгорных и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса. Ускорение восходящих движений не связано с усилением коллизионного сжатия. Так, в Альпах, Карпатах и на Большом Кавказе его интенсивность уменьшилась. Но даже там, где оно усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь 10–50% общего поднятия поверхности [Трифонов, 2008; Трифонов и др., 2008]. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

Итак, воздействие активизированной астеносферы на литосферу обусловило важнейшие черты позднекайнозойской тектонической эволюции Альпийско-Гималайского орогенического пояса, включая интенсивное горообразование в плиоцен-квартере. С этим воздействием связаны и другие геодинамические явления. Одно из них – мантийная сейсмичность вне зон современной субдукции [Trifonov et al., 2010]. Она известна в немногих местах пояса. Наиболее значительны по числу и силе землетрясений Вранчский мегаочаг в Восточных Карпатах и Памиро-Гиндукушская зона, где подавляющая часть сильных землетрясений приходится на Гиндукушский мегаочаг. В обоих мегаочагах гипоцентры землетрясений приурочены к доплиоценовым слэбам, насыщенным метабазитами. С разуплотнением верхов мантии за счёт частичного замещения литосферной мантии астеносферным веществом более плотные слэбы стали погружаться и испытывать ещё большее метаморфическое уплотнение. Под воздействием астеносферных флюидов в слэбах произошло разупрочнение разломов. Всё это привело к землетрясениям. Поскольку мантийные землетрясения охватили лишь часть разуплотнённой мантии, насыщенной метабазитами, локализацию землетрясений определяли дополнительные геодинамические факторы. Ими могли быть, во-первых, большие первоначальные размеры слэба, позволившие ему долго сохранять обособленность, и, во-вторых, наличие крупной сквозьелитосферной зоны разломов, с которой связаны разломы внутри слэба.

Другое явление – западный дрейф Анатолийской плиты в плиоцен–квартере. Принято считать, что он обусловлен северным дрейфом Аравийской плиты. Но, по данным GPS измерений [Reilinger et al., 2006], скорость дрейфа Аравии относительно Евразии не превышает 15–18 мм/год, а западный дрейф Анатолии достигает 25 мм/год. Такие соотношения существовали с плиоцена. Противоречие

между скоростями снимается, если допустить, что дрейф Анатолии определяется движением астеносферного потока, скорость которого выше скорости дрейфа Аравии и создаёт в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья.

В заключение отметим три обстоятельства. Во-первых, выявлено плиоцен-четвертичное ускорение не только роста гор, но и прогибания ряда впадин: Восточного Средиземноморья, Южного Каспия, рифтовой зоны Байкала и преддуговых трогов, что привело к их современной недокомпенсированности осадками. Произошли структурные перестройки и начались дифференцированные вертикальные перемещения в Атлантике. Иначе говоря, имело место общее возрастание контрастности вертикальных движений. Это наводит на мысль, что взаимодействие астеносферы и литосферы в определённых геодинамических условиях может приводить к уплотнению нижней коры и литосферной мантии, вызывающими опускание.

Во-вторых, плиоцен-четвертичное усиление горообразования отмечено не только в Альпийско-Гималайском поясе, но также на юге Сибири, в Андах, на западе Северной Америки. Е.В. Артюшков [2003; Artyushkov, Hofmann, 1998] писал об аналогичных явлениях в Верхоянском хребте, горной системе Черского и некоторых платформенных территориях, удаленных от областей активного взаимодействия плит – Анабарского щита, юга и востока Африки, центра Аравийской плиты. Под многими перечисленными поднятиями выявлены подъём кровли астеносферы или разуплотнение верхов мантии. Эти процессы отчасти могут быть также связаны с закрытием Тетиса. Во все стадии развития на его северо-восточном (в современных координатах) фланге существовали зоны субдукции, компенсировавшие спрединг. Индийский океан, который частично взял на себя роль Тетиса, лишён таких зон на всём протяжении от Кипра до Андаманской дуги. Это не только привело к проникновению астеносферных потоков под Альпийско-Гималайский пояс, но и могло изменить их кинематику и баланс плит в глобальном масштабе, что и проявилось в усилении вертикальных движений [Трифонов, 2008].

В-третьих, неотектонический этап, начавшийся в олигоцене и достигший экстремальных проявлений в последние 4–2 млн. лет, не уникален. С.С. Шульц и Ю.Г. Леонов рассматривали его как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20–40 млн. лет. Они накладывались на региональные проявления взаимодействия плит и обусловили традиционное деление складчатых систем на альпиды, герциниды, каледониды и т.д. Характерная особенность орогенных этапов – широкое распространение коллизионных обстановок, усиление вертикальных движений и горообразование. Их можно рассматривать как проявления автоколебаний энергетической системы Земли, периодически накладывающиеся на конвективную плейт-тектоническую систему и приводящие к её частичной перестройке.

Исследования поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии» и № 9 «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ» и грантом РФФИ 11-05-00628-а.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
- Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Лавёров Н.П. (ред.) Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука. 2005. 604 с.
- Леонов Ю.Г. (ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003а. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.

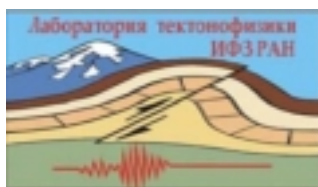
- Летников Ф.А.* К вопросу о природе глубинных гранитообразующих флюидных систем // Докл. РАН. 2003б. Т. 391, № 2. С. 243–246.
- Монин А.С.* Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1999. 524 с.
- Отани Э., Чжао Д.* Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1375–1392.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС. 2010. 140 с.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.
- Силантьев С.А., Соколов С.Ю.* Влияние реологической гетерогенности мантии под осевой зоной Срединно-Атлантического хребта на изотопно-геохимические параметры магматизма и распределение гидротермальных рудопоявлений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Мат. науч. конф. М.: ИГЕМ РАН. 2010.
- Соколов С.Ю.* Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов фанерозоя. Мат. 43-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 293–296.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 560 с.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 254 с.
- Трифонов В.Г.* Возраст и механизмы новейшего горообразования // Мат. 41-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 349–353.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- Трубицын В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. №1. С. 10–21.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.* The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surveys in Geophysics. 1998. Vol. 15. P. 515–544.
- Becker T.W., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G³. 2002. Vol. 3 (January 10), Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
- Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // J. Geodyn. 2006. Vol. 42. P. 115–139.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph. et al.* GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111 (B05411), doi:10.1029/2005JB004051.
- Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M.* Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // Proc. of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Assoc. Thessaloniki: Aristotle Univ. Sci. Annals of the School of Geology. Spec. Vol. 99. 2010. P. 51–56.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V. et al.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. Vol. 199. P. 177–192.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт физики Земли РАН
им. О.Ю.Шмидта



Лаборатория тектонофизики
им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН



Первая молодежная
Тектонофизическая школа-семинар
21-24 сентября 2009 г.

г. Москва
ИФЗ РАН

ПРОГРАММА ШКОЛЫ-СЕМИНАРА

21 сентября (понедельник)

12-00 -14-00 Регистрация участников школы-семинара (конференц-зал ИФЗ РАН)

14-00 Открытие школы-семинара

Вечернее заседание 14-00 – 18-00

Конвинеры: Ребецкий Юрий Леонидович, Шерман Семен Иойнович

14.00 Ребецкий Ю.Л.

14-10 Семинский К.Ж. (ИЗК СО РАН, Иркутск)

15-10 Яковлев Ф.Л. (ИФЗ РАН, Москва)

Открытие школы-семинара. Вступительное слово
Тектонофизический анализ внутренней структуры
разломных зон

Тектонофизические методы изучения структур
линейной складчатости

16-10 16-20 Перерыв

16-20 Лунина О.В., Радзиминович Я.Б.,
Гладков А.С. (ИЗК СО РАН, Иркутск)

Сейсмогравитационные деформации Култукского
землетрясения 27 августа 2008 г., $M_s=6.2$, на
южном Байкале

16-40 Еманов А.А., Еманов А.Ф.,
Лескова Е.В., Фатеев А.В., Семин А.Ю.
(АСФ ГС СО РАН, Новосибирск)

Сейсмические активизации, сопутствующие
добыче угля в Кузбассе

17-00 Маринин А.В. (ИФЗ РАН, Москва)

Блоковое строение складчатого сооружения
Северо-Западного Кавказа

17-20 Довбнич М.М. (НГУ,
Днепропетровск, Украина)

Геодинамическая и геотектоническая позиция
полей геоизостатических напряжений
сейсмоактивных сегментов Украины

17-40 Лебедева Марина Анатольевна,
Захарова Л.Н., Захаров А.И. (ИЗК СО
РАН, Иркутск)

Применение метода РСА-интерферометрии для
изучения медленных смещений (на примере
активных оползневых деформаций вблизи
Северомуйского тоннеля БАМ)

22 сентября (вторник)

Утреннее заседание 9-30 – 13-30

Конвинуеры: Кузьмин Юрий Олегович, Довбнич Михаил Михайлович

- 9-30** Ребецкий Ю.Л. (ИФЗ РАН, Москва) Тектонофизические основы изучения напряжений и деформаций в земной коре
- 10-30** Сим Л.А. (ИФЗ РАН, Москва) Полевые методы реконструкции тектонических напряжений

11-30 - 11-45 Перерыв

- 11-45** Губинский Н.О., Рыбин В.В., Данилов И.В., (ГоИ КНЦ РАН) Опыт определения напряженного состояния прибортового массива пород на карьерах Кольского полуострова
- 12-00** Застрожных Д.А. (СПбГУ, С.-Петербург) Дизъюнктивная тектоника Цветковской структурной зоны (Восточный Таймыр): кинематика и реконструкция полей напряжений
- 12-15** Клишин С.В. (ИГД СО РАН, Новосибирск) Оценка напряженно-деформированного состояния и взаимодействия горной породы и угольного целика при осуществлении направленного гидроразрыва кровли
- 12-30** Кохан А.В., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Абрамова А.С. (МГУ, Москва) Экспериментальное моделирование структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики
- 12-45** Лохов Д.К. (СПбГУ, С.-Петербург) Реконструкция неотектонических полей напряжений Оленекской складчатой зоны
- 13-00** Полец А.Ю., Т.К.Злобин (ИМГиГ ДВО РАН, Ю.-Сахалинск) Применение метода катакластического анализа разрывных нарушений для исследований Южных Курил

13-15 – 13-30 Обсуждение докладов

13-30 – 14-30 Перерыв на обед

Вечернее заседание 14-30 – 17-00

Конвинуеры: Семинский Константин Жанович, Маринин Антон Витальевич

- 14-30** Кузьмин Ю.О. (ИФЗ РАН, Москва) Тектонофизика и современная геодинамика

15-30 - 15-45 Перерыв

- 15-45** Баландин Д.В. (УрГУ, Екатеринбург) Первые результаты по изучению горизонтальных скоростей движения территории Среднего Урала
- 16-00** Константинов К.Н. (ГоИ КНЦ РАН, Апатиты) Оценка нарушенности и трещиноватости прибортовой части крупного глубокого карьера методом телевизионной съемки скважин
- 16-15** Кравец С.В., Малицкий Д.В. (КО ИГФ НАНУ, Львов) Анализ некоторых результатов деформографических наблюдений в Закарпатье
- 16-30** Миронов Алексей Павлович, Милоков В.К., Латынина Л.А. (ГАИШ, Москва) Литосферные деформации, сейсмичность и вариации скорости вращения Земли

16-45 – 17-00 Обсуждение докладов

23 сентября (среда)

Утреннее заседание 9-30 – 13-30

Конвинуеры: Яковлев Федор Леонидович, Лунина Оксана Викторовна

- 9-30** Войтенко В.Н. (СПбГУ, С.-Петербург) Методы стрейн-анализа деформаций на образцах горных пород
- 10-30** Шерман С.И. (ИЗК СО РАН, Иркутск) Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования

11-30 - 11-45 Перерыв

- 11-45** Погорелов В.В., Баранов А.А. (ИФЗ РАН, Москва) Оценка гравитационных напряжений в земной коре Центральной Азии
- 12-00** Потехина И.А. (ИЗК СО РАН, Иркутск) Тектонофизический анализ разрывной тектоники Алакит-Мархинского кимберлитового поля
- 12-15** Рапопорт А.Б. (ИФЗ РАН, Москва) Неотектонические напряжения северной части Колвинского мегавала
- 12-30** Козлова М.П. (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) Численное моделирование очагов сейсмических событий на основе решения обратной задачи
- 12-45** Хлебалин И.Ю., Войтенко В.Н. (СПбГУ, С.-Петербург) Структурное положение проявления Дрожный (Дора-Пильское рудное поле, северо-восточная Якутия) по результатам структурного анализа
- 13-00** Лукьянов И.В. (ИФЗ РАН, Москва) Анализ изменения поля тектонических напряжений в очаговой области землетрясения Landers, 1992

13-15 – 13-30 Обсуждение докладов

13-30 – 14-30 Перерыв на обед

Вечернее заседание, 14-30 – 18-30

Конвинуеры: Войтенко Вячеслав Николаевич, Лебедева Марина Анатольевна

- 14-30** Ребецкий Ю.Л. (ИФЗ РАН, Москва) Метод катакластического анализа разрывных смещений и результаты реконструкции напряжений в коре субдукционных областей и внутримитных горно-складчатых орогенов
- 15-30** Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И. (ЦГЭ, Москва) Структура и деформации осадочного чехла в районах разработки углеводородных месторождений Западной Сибири

16-30 - 16-45 Перерыв

- 16-45** Воропаев П.В. (КФГС РАН, П.-Камчатский) Вариации во времени фрактальной размерности гипоцентров землетрясений Камчатки
- 17-00** Шахова Е.В., Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. (ИЭПС УрО РАН, Архангельск) Моделирование на природных объектах процессов тектонического генезиса в блоковой среде
- 17-15** Добрынина А.А. (ИЗК СО РАН, Иркутск) Затухание сейсмических волн в зонах крупных активных разломов южного обрамления Сибирской платформы
- 17-30** Рожин П.Н., Селезенева Н.Н. (МГУ, Москва) Различная эволюция сколов Риделя R и R' в связи с проблемой генезиса цунамигенных землетрясений
- 17-45** Кузнецова Ю.М., Дядьков П.Г. (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) Сейсмический режим юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны перед Култукским землетрясением, 27.08.08 $M_s=6.1$

18-00 – 18-30 Обсуждение докладов

24 сентября (четверг)

Утреннее заседание, 9-30 – 13-30

Конвинуеры: Трифонов Владимир Георгиевич, Маринин Антон Витальевич

- 9-30** Ребецкий Ю.Л. (ИФЗ РАН, Москва) Об остаточных напряжениях гравитационного напряженного состояния
- 10-30** Поляк Б.Г. (ГИН РАН, Москва) Мантийный гелий и тепловой поток в коре континентов

11-30 - 11-45 Перерыв

- 11-45** Назаревич А.В. (КО ИГФ НАНУ, Львов) Геофизические предвестники некоторых ощутимых закарпатских землетрясений (Украина) и геомеханика очаговых зон литосферы региона
- 12-00** Пушкаревский Ю.С., Трофименко С.В., Маршалов А.Я., Морозова В.Е. (Тиф ГОУ ВПО ЯГУ, Нерюнгри) Автоматизированная система мониторинга и моделирования сейсмического режима Олекмо – Становой зоны
- 12-15** Сычёв А.С. (ИМГиГ ДВО РАН, Ю.-Сахалинск) Оценка применимости метода инверсии амплитуд объемных волн для определения фокальных механизмов слабых землетрясений в условиях юга о. Сахалин
- 12-30** Марчук Н.А. (ИФЗ РАН, Москва) Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов
- 12-45** Бурдюх Е.В. (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск) Гранулометрический метод изучения генезиса микститов (на примере Гридинского эколгитсодержащего меланжа)

13-00 – 13-30 Обсуждение докладов

13-30 – 14-30 Перерыв на обед

Вечернее заседание 14-30 – 18-30

Конвинуеры: Сим Лидия Андреевна, Еманов Алексей Александрович

- 14-30** Трифонов В.Г. (ГИН РАН, Москва) Возраст и происхождение новейшего горообразования
- 15-30** Стефанов Ю.П. (ИФПМ СО РАН, Томск) Математические методы и результаты моделирования деформаций и разрушения горных пород

16-30 - 16-45 Перерыв

- 17-00** Костюк А.Д. (НС РАН, Бишкек, Кыргызстан) Деформация земной коры по данным GPS-измерений в пределах сейсмосети KNET
- 17-15** Прияткина Н.С. (СПбГУ, Санкт-Петербург) Тектоника трещин района кимозерского кимберлитового тела
- 17-30** Иванов А.А., Шеков В.А., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск Тектонофизические особенности формирования месторождений облицовочного (блочного) камня Карелии
- 17-45** Булочникова А.С. (МГУ, Москва) Морфоструктурное строение островов западной части Алеутской островной дуги

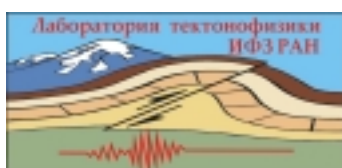
18-00 - 18-30 Итоговая дискуссия

**НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН**

**УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт физики Земли РАН
им. О.Ю.Шмидта**



**Лаборатория тектонофизики
им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН**



**Вторая молодежная
тектонофизическая школа-семинар
17 – 21 октября 2011 г.**

**г. Москва
ИФЗ РАН**

ПРОГРАММА ШКОЛЫ-СЕМИНАРА

17 октября (понедельник)

12-00 -14-00 Регистрация участников школы-семинара (конференц-зал ИФЗ РАН)

14-00 Открытие школы-семинара

Вечернее заседание 14-00 – 18-30

Конвинер: Ребецкий Юрий Леонидович

14-00 акад. Леонов Ю.Г.

ГИН РАН, Москва

14-10 Ребецкий Ю.Л.

ИФЗ РАН, Москва

14-20 Лукьянов А.В.

ГИН РАН, Москва

15-00 Гончаров М.А.

МГУ, геологический ф-т, Москва

Открытие школы-семинара.

Вступительное слово

Тектоническое течение и деформации в земной коре

Тектоническое течение и деформации горных массивов

16-00 16-20 Перерыв

16-20 Кохан А.В. Дубинин Е.П.,

Грохольский А.Л.

МГУ, геологический ф-т, Москва

16-40 Коптев А.И., Ершов А.В.,

Маловичко Е.А.

МГУ, геологический ф-т, Москва

17-00 Владимирова И.С.

ГС РАН, Обнинск

17-20 Лермонтова А.С.

ИФЗ РАН, Москва

17-40 Баранов А.А.

ИФЗ РАН, Москва

18-00 Миронов А.П., Кравчук В.К.,

Милюков В.К., Латынина Л.А.

ГАИШ МГУ, Москва

Структурообразование и морфология ультрамедленных спрединговых хребтов с косым механизмом спрединга

Интерполяция и экстраполяция данных «Мировой Карты Напряжений»

Моделирование постсейсмических процессов в субдукционных регионах

Взаимодействие трещин сдвига – аналитическое приближение

Плотностная модель Антарктиды

Глобальная геодинамика по синхронным наблюдениям литосферных деформаций на станциях Баксан (Россия) и Гран-Зассо (Италия)

18 октября (вторник)

Утреннее заседание 9-30 – 13-30

Конвинеры: Михайлов Валентин Олегович, Жиров Дмитрий Вадимович

9-30 Ребецкий Ю.Л.

ИФЗ РАН, Москва

10-10 Кузьмин Ю.О.

ИФЗ РАН, Москва

Тектонофизические основы изучения напряжений и деформаций в земной коре

Тектонофизика и современная геодинамика

11--00 - 11-20 Перерыв

11-20 Бойко Е.В. Тимофеев В.Ю.,

Ардюков Д.Г., Грибанова Е.И.,

Тимофеев А.В.

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

11-40 Габсатаров Ю.В.

ГС РАН, Обнинск

12-00 Лескова Е.В., Еманов А.А.

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

12-20 Никитенко А.В., Корчемагин В.А.,

Павлов И.О.

ДонНТУ, Донецк

12-40 Полец А.Ю.

ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск

13-00 Потехина И.А.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Косейсмические и многолетние изменения деформации на южном Байкале (по измерениям штольневыми и GPS методами)

Анализ деформационных процессов в литосфере по геодезическим наблюдениям

Напряженно-деформированное состояние Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай)

Поля напряжений и геологическая структура западного замыкания Главной антиклинали Донбасса

Выделение плоскости разрыва в очагах землетрясений Южных Курил

Структурная модель формирования кимберлитовой трубки Комсомольская на основе тектонофизического анализа

13-20 – 13-40 Обсуждение докладов

13-40 – 14-30 Перерыв на обед

18 октября (вторник)

Вечернее заседание 14-30 – 19-00

Конвинеры: Кузьмин Юрий Олегович, Герман Виктор Иванович

14-30 Рогожин Е.А.
ИФЗ РАН, Москва

Методы сейсмотектоники в изучении очагов
сильных землетрясений и прогнозе
сейсмоопасности.

15-10 Макаров П.В.
ИФПМ СО РАН, Томск

Явление самоорганизованной критичности в
эволюции НДС и разрушении горных
массивов

16-00 - 16-20 Перерыв

16-20 Громов П.А., Войтенко В.Н.,
Якубовская А.О., Гонегер А.В.
СПбГУ, Санкт-Петербург

Эволюция поля тектонических напряжений
Конёвинского месторождения по результатам
структурно-тектонифизического анализа

16-40 Кондратьев М.Н.
СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Анализ тектонической трещиноватости в
структурах основания Охотско-Чукотского
вулканического пояса

17-00 Пантелеев И.А., Плехов О.А.,
Наймарк О.Б.
ИМСС УРО РАН, Пермь

Нелинейная динамика структур обострения в
ансамблях дефектов как механизм
формирования землетрясения

17-20 Образцова Т.С.
НЦ РАН в г. Бишкеке

Обработка и анализ заданных смещений GPS
антенны

17-40 Никитенко А.В., Корчемагин В.А.,
Павлов И.О., ДонНТУ, Донецк

Поля напряжений юго-восточной Тувы
(хребет Сангелен)

18-00 Вихоть Ю.М., Бубняк И.Н.,
Накапелюх М.В.
ИГ НАНУ) Киев

Напряженно-деформированные состояния и
динамика Скибового покрова Украинских
Карпат

18-20 – 18-40 Обсуждение докладов

19 октября (среда)

Утреннее заседание 9-30 – 13-30

Конвинеры: Трифонов Владимир Георгиевич, Погорелов Виталий Викторович

9-30 Сим Л.А.
ИФЗ РАН, Москва

Применение полевых методов реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывах для решения теоретических и практических задач
Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования

10-10 Петров В.А.
ИГЕМ РАН, Москва

11-00 - 11-20 Перерыв

11-20 Рогозин А.Н., Леонов В.Л.
ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Геодинамические условия формирования рудоносных кварц-карбонатных жил Банно-Карымшинского района (Камчатка)

11-40 Омар Х.М., Ребецкий Ю.Л.,
Арефьев С.С.
ИФЗ РАН, Москва

Механизмы афтершоков алтайского землетрясения 2003 г напряженное состояние в его очаговой области для периода 2004 – 2005 гг

12-00 Жиров Д.В., Мелихова Г.С.,
Климов С.А., Рыбин В.В.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Комплексная методика инженерно-структурных исследований и мониторинга геомеханического состояния массива пород в целях проектирования и эксплуатации глубоких карьеров

12-20 Герман В.И.
ГОУ ВПО, СибГАУ, Красноярск

Физические принципы прогноза обрушений на рудниках на основе данных сейсмического мониторинга

12-40 Максимов Д.А.
ГоИ КНЦ РАН, Апатиты

К вопросу о тектонофизических исследованиях северо-восточной части Балтийского щита
Сбалансированный разрез Скибового покрова Украинских Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (на примере долины реки Сукиль)

13-00 Накапелюх М.В., Бубняк И.Н.
ЛНУ им. И.Франко, Львов

13-20 – 13-40 Обсуждение докладов

13-40 – 14-30 Перерыв на обед

19 октября (среда)

Вечернее заседание, 14-30 – 19-00

Конвинеры: Петров Владислав Александрович, Маринин Антон Витальевич

14-30 Михайлов В.О.
ИФЗ РАН, Москва

Применение современных спутниковых технологий в геодинамике

15-10 Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.
ГИН РАН, Москва

Астеносферные потоки как источник перемещения и деформации литосферы

16-00 - 16-20 Перерыв

16-20 Дробиз М.В., Орленок В.В.,
Аносов Г.И.
БФУ им. Иммануила Канта, Калининград
16-40 Достовалов Р.Н., Савченко С.Н.
ГоИ КНЦ РАН, Апатиты

О возможной реактивации в новейшее время тектонической структуры Балтийской синеклизы по геофизическим данным
Исследование напряжённо-деформированного массива горных пород с использованием GPS мониторинга

17-00 Завьялов А.А.
ОАО «Ковдорский ГОК», Ковдор

Мониторинг и долгосрочное прогнозирование устойчивости бортов и откосов уступов на карьере рудника Железный ОАО «Ковдорский ГОК»

17-20 Иванов А.А.
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Опыт тектонофизических исследований применительно к объектам блочного камня (на примере Салминского массива гранитов рапакиви, Ю-З Карелия)

17-40 Рапопорт А.Б.
ИФЗ РАН, Москва

Литофациальный анализ месторождения, связь разломно-блоковой тектоники с распространением каверново-поровых коллекторов

18-00 Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.,
Стародуб Г.Р., Назаревич Р.А.
ИГФ НАНУ, ОСКР, Львов

О многоярусности сейсмотектонического процесса в Украинском Закарпатье и его связи со структурой коры региона и свойствами ее вещества

18-20 Ершов В.В.
ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Динамика геофлюидов в зоне Центрально-Сахалинского разлома (по результатам наблюдений на Южно-Сахалинском грязевом вулкане)

18-40 – 19-00 Обсуждение докладов

20 октября (четверг)

Экскурсия в Архангельское

10-00 -15-00

21 октября (пятница)

Утреннее заседание, 9-30 – 13-30

Конвинеры: Гончаров Михаил Адрианович, Маринин Антон Витальевич

9-30 Никонов А.И.
ИПНГ РАН, Москва

Тектонофизическая интерпретация
разрывных нарушений в чехле Западно-
Сибирской геосинеклизы

10-10 Траскин В.Ю.
МГУ, химический ф-т, Москва

Механические свойства, реология горных
пород и влияния на них эффекта Ребиндера

11-00 - 11-20 Перерыв

11-40 Пушкаревский Ю.С.
ТИФГОУВПО СВГУ им. М.К. Аммосова,
Нерюнгри)

Комплекс программ визуализации
сейсмичности на основе ГИС технологий

12-00 Фёдоров А.В., Жиров Д.В., Жирова
А.М., Фёдоров А.В., КФ ГС РАН, Апатиты

Закономерности сейсмичности Хибинской и
Ловозерской природно-технических систем

12- 20 Герман В.И.
ГОУ ВПО, СибГАУ, Красноярск

Выделение аномалий структуры сейсмичности
и их связь с уровнем сейсмической активности

12-40 Вольхин И.И.
КРСУ, Бишкек

Определение динамических параметров очагов
землетрясений с помощью программы Seisan с
целью подготовки данных для изучения
локальных напряжений

13-00 Добрынина А.А., Саньков В.А.
ИЗК СО РАН, Иркутск

Параметры затухания сейсмических волн в
литосфере зон континентального рифтогенеза
на примере рифтов Сибири и Восточной
Африки

13-20 – 13-40 Обсуждение докладов

13-40 – 14-30 Перерыв на обед

21 октября (пятница)

Вечернее заседание 14-30 – 19-00

Конвинеры: Сим Лидия Андреевна, Баранов Алексей Александрович

14-30 Ребецкий Ю.Л.

ИФЗ РАН, Москва

Роль гравитационного напряженного состояния в деформациях коры

15-10 Расцветаев Л. М.

МГУ, геологический ф-т, Москва

Содвиговые парагенезы в ансамблях коллизионных структур

16-00 - 16-20 Перерыв

16-20 Петрова А.В., Дубинин Е.П.,

Грохольский А.Л., Кохан А.В.

МГУ, геологический ф-т, Москва

Экспериментальное моделирование аккреции коры и геометрии оси спрединга

16-40 Хлебалин И.Ю., СПбГУ,

геологический ф-т, Санкт-Петербургский

Деформационная неоднородность зон смятия Адыча-Тарынского разлома (Восточная Якутия)

17-00 Погорелов В.В.

ИФЗ) РАН, Москва

Численная модель напряженного состояния коры Тибета

17-20 Нугманов И.И., Еронова Е.В.,

Хабибуллин Р.Р., Даутов А.Н.

КФУ, Казань

Информативность данных дистанционного зондирования при оценке современных движений земной поверхности (на примере нефтяных месторождений Татарского свода)

17-40 Литовченко И.Н.

ИС, Алма-Ата

Оценки термодинамических напряжений в очагах сильных землетрясений сейсмоактивного региона Северного Тянь-Шаня

18-00 Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л.

МГУ, ИФЗ РАН, Москва

Тектоническое поле современных напряжений Средней Азии

18-20 – 19-00 Обсуждение докладов, итоговая дискуссия

19-00 Закрытие школы-семинара

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Гончаров М.А.</i> Тектоническое течение и деформации горных массивов	3
<i>Кузьмин Ю.О.</i> Тектонофизические проблемы современной геодинамики	19
<i>Лукьянов А.В.</i> Тектоническое течение и деформации в земной коре	52
<i>Макаров П.В.</i> Явление самоорганизованной критичности в эволюции НДС и разрушение горных массивов.	60
<i>Никонов А.И.</i> Тектонофизические аспекты структурного дешифрирования линеamentных систем	78
<i>Петров В.А.</i> Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения.	94
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Методики тектонофизической реконструкции напряжений и деформаций в природных массивах по данным геологических и сейсмологических индикаторов	109
<i>Рогожин Е.А.</i> Методы сейсмотектоники в изучении очагов сильных землетрясений и прогнозе сейсмоопасности	147
<i>Сим Л.А.</i> Применение полевых методов реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывах для решения теоретических и практических задач.	156
<i>Траскин В.Ю.</i> Физико-химическое влияние поверхностно-активных флюидов на прочность и реологические свойства горных пород.	172
<i>Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.</i> Астеносферные потоки как источник перемещения и деформации литосферы	185
Программа первой тектонофизической школы-семинара 2009 г	191
Программа второй тектонофизической школы-семинара 2011 г	196

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.
ШКОЛА 2011
Т. 2

Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Усл. печ. л. 25. Тираж 80 экз.