

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

**ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ
ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ**

**К 40-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ М.В. ГЗОВСКИМ
ЛАБОРАТОРИИ ТЕКТОНОФИЗИКИ
В ИФЗ РАН**

Материалы докладов Всероссийской конференции
13-17 октября 2008 г.,
Институт физики Земли РАН,
г. Москва

Том 2

**Москва
ИФЗ РАН
2009**

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докладов Всероссийской конференции – в 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ. 2009. – 444 с.

В сборнике публикуются материалы докладов, представленных на научную конференцию, посвященную сорокалетию создания в Институте физики Земли РАН лаборатории тектонофизики. В докладах рассматривается широкий круг научных проблем, при исследовании и решении которых используются тектонофизические методы и подходы.

Ответственные редакторы:
академик-секретарь ОНЗ РАН А.О. Глико
академик РАН Ю.Г. Леонов

Редакционная коллегия:

д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкий

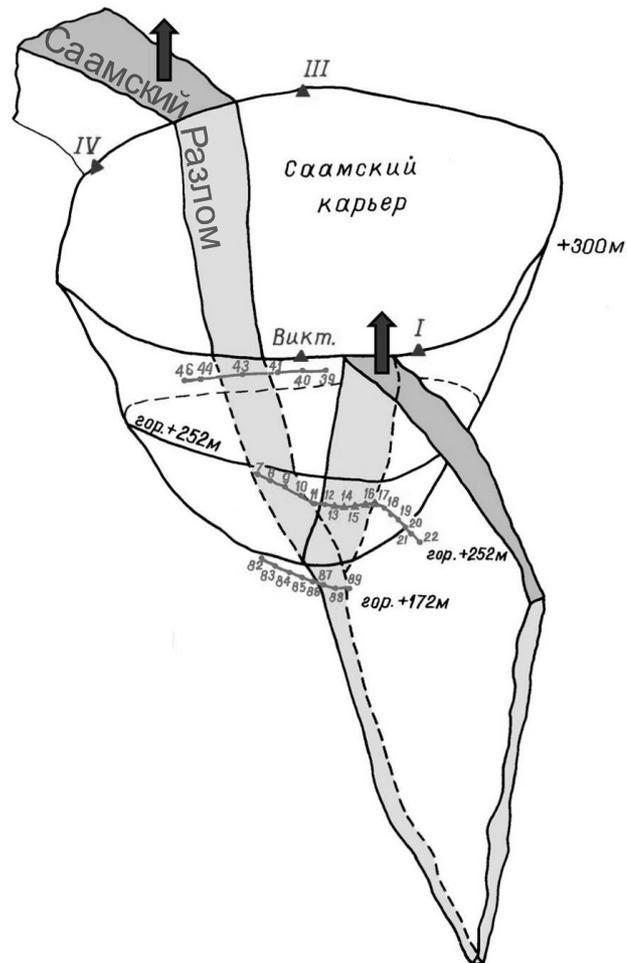
д. геол.-мин.н. Л.А. Сим

к. геол.-мин. н. Ф.Л. Яковлев

к. техн. н. А.В. Михайлова

Раздел IV

РАЗЛОМ КАК ОСОБОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ ТЕЛО



ОТРАЖЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИОЛЬХОНЬЯ И ЮЖНОГО ПРИАНГАРЬЯ В ЭМАНАЦИЯХ РАДОНА

А.А. Бобров

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

Как правило, информация об активных разломах лежит в основе установления теоретических закономерностей разломообразования, позволяет выделять предвестники землетрясений, а также решать вопросы безопасности строительства коммуникаций, зданий и сооружений. Изучением радоновой проблемы занимались такие исследователи как С. Ломбарди, В.И. Уткин, М.В. Жуковский, Ч. Кинг, П.В. Коваль, Г.И. Войтов, А.А. Спивак, А.И. Булнаев, Л.А. Гулабянц и др. Предшествующие исследователи в основном занимались картированием разломных сместителей или районированием территорий по радоноопасности, причем в большинстве работ разломы рассматривались как узкая зона тектонитов магистрального сместителя. Только в одной из статей предшественников [Коваль и др., 2006], которые изучали поле радона, тектоническое нарушение рассматривалось как широкая зона.

Задачи наших исследований заключались в:

1. отработке методики экспрессной эманаци-

онной съемки в условиях юга Восточной Сибири и определении пределов изменений объемной активности радона (ОАР) в подпочвенном воздухе для тектонически-активного (центральная часть Байкальского рифта) и пассивного (юг Иркутского амфитеатра) участков земной коры;

2. выявлении наиболее общих закономерностей пространственных вариаций ОАР в дизъюнктивных зонах Приольхонья и южного Приангарья;

3. оценке радоновой активности разломных зон, отличающихся тектонической активностью, масштабным рангом и морфогенетическим типом.

Исследования разломных зон проводились в пределах двух существенно отличающихся тектонической активностью регионов: горноскладчатого (Приольхонья) и платформенного (южного Приангарья). Для данных районов материал собирался на 10 и 9 участках соответственно (рис. 1). Измерения объемной активности радона (ОАР) проводились прибором PPA-01M-

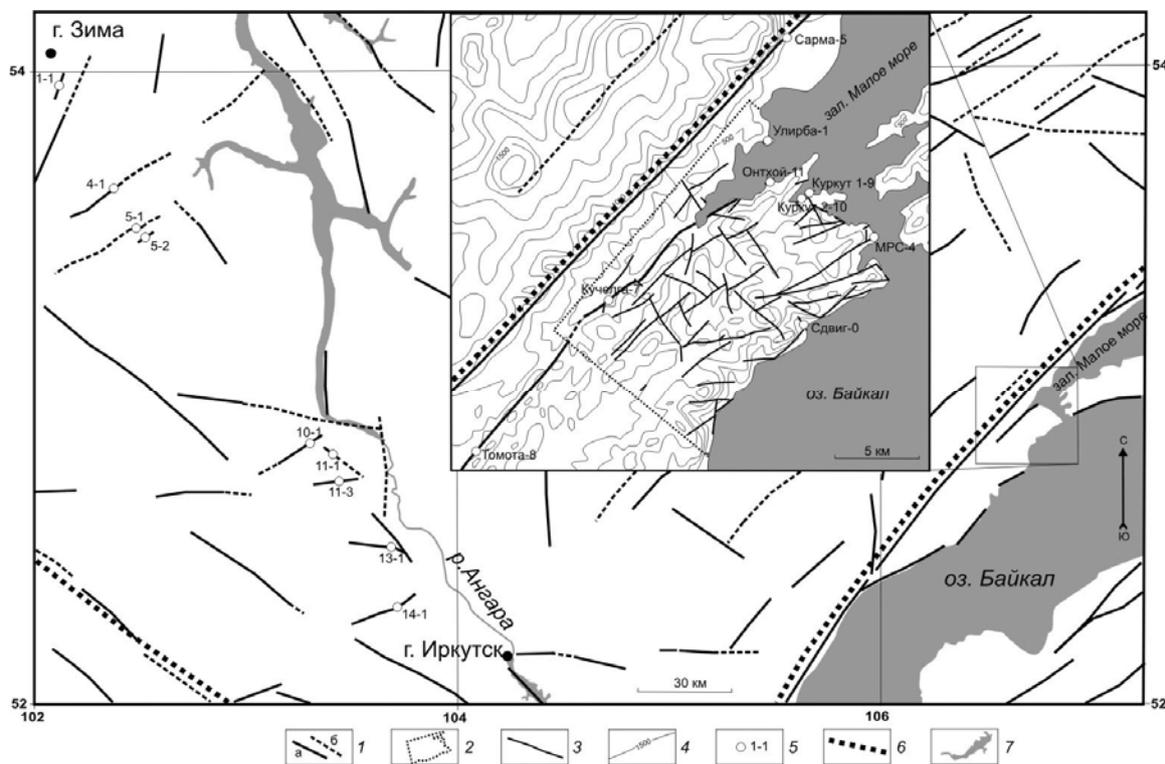


Рис.1. Обзорная схема разломов южного Приангарья по [Семиному и др., 2008] и Приольхонья по [Семиному и др., 2005], изученных эманационным и структурно-геологическим методами, где: 1 – разломы Иркутского амфитеатра (юг Сибирской платформы), отчетливо (а) и менее отчетливо (б) выраженные уступами в рельефе; 2–3 – участок структурного картирования (2) и разломы (3), выявленные по его результатам в центральной части Байкальского рифта (Приольхонья); 4 – горизонтали рельефа; 5 – участки исследований; 6 – краевой шов Сибирской платформы; 7 – гидросеть

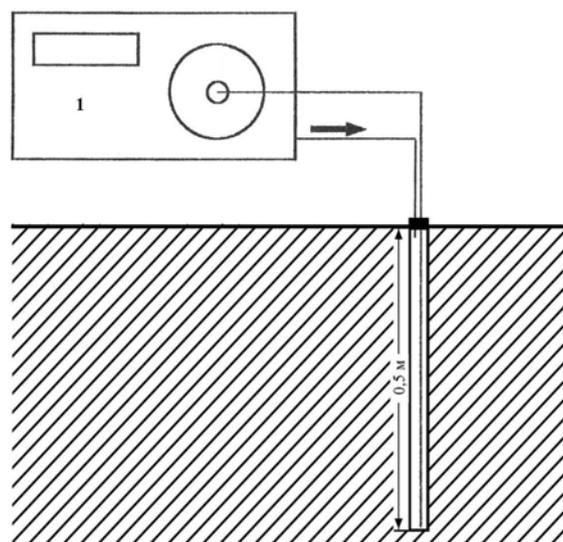


Рис. 2. Схема перевода пробы в радиометр, где 1 – РРА-01М-03

03 с шагом 10-30 м (сгущение до 2,5-5 м) и глубиной 0,5 м по модернизированной методике (рис. 2), разработанной для данной территории [Бобров, 2008]. В результате было сделано 653 точки наблюдений ОАР по 55 профилям, расположенным преимущественно вкрест простираения разломных зон. Эманационные исследования проводились в комплексе с геоморфологическими и геолого-структурными наблюдениями. В работе использовался структурный материал о 95-ти станциях массового замера трещин и 135-ти т.н., собранный коллегами по лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Среднее значение ОАР в пределах тектонических нарушений для рифтовых дизъюнктивов составляет 7247, а для платформенных разломных зон 5980 Бк/м³.

При рассмотрении полученного материала выяснилось, что, как правило, границы разломной зоны, выделенные по радону, примерно совпадают с границами, определенными по параметру плотности трещин на метр квадратный. При этом аномалией в обоих случаях считалась та область графиков, значения которой выше среднеарифметического. Был подсчитан коэффициент корреляции, между абсолютными значениями ОАР и плотностью трещин на метр квадратный, характеризующими разломную зону, который равен 0.71. Это может служить подтверждением, что с увеличением плотности трещин увеличивается ОАР. Кроме того, было подсчитано среднее отношение ширины зоны, определенной по геолого-структурным данным, с шириной зоны, установленной по эманационным данным, которое составило ~0.75. Таким образом, интерпретация полученных материалов для изученных территорий Приольхонья и южного Приангарья:

1. подтверждает на количественном уровне, что ОАР обусловлена степенью нарушенности

горного массива разрывами;

2. позволяет по эманационному методу на радон оценивать ширину разломной зоны в трещиноватости.

Согласно современным взглядам, разломная зона представляет широкую область, которая включает в себя, кроме главного сместителя, генетически связанные с ним разрывы второго порядка. Согласно ранее проведенным исследованиям [Семинский и др., 2005], разломная зона неоднородна по внутреннему строению и нарушенности не только в поперечном, но и продольном направлении, т.к. ОАР связана с плотностью трещин в горных породах, то по концентрации радона можно судить о строении разломной зоны, при условии, что шаг между точками эманационных измерений будет значительно меньше ширины тектонического нарушения. В целом, проведенные эманационные исследования на радон подтверждают крайнюю неоднородность внутреннего строения разломных зон, которая характеризуется серией закономерных вариаций ОАР в поперечном и продольном направлениях.

При проведении эманационных работ, были отмечены некоторые структурные особенности разломных зон, связанные с распределением поля ОАР, одной из которых стала зависимость ОАР от типа тектонита. Если тектонит представлен брекчией дробления, то в поле ОАР он отмечается максимумом, если глиной трения, то ось разломной зоны отмечается минимумом, а в крыльях наблюдаются области повышенных значений. Еще одной из особенностей проявления структуры разломной зоны в поле ОАР стала асимметрия пиков, выраженная растянутостью по направлению падения оси разломной зоны, имеющая место на некоторых участках со сбросовым типом подвижек. Это объясняется тем,

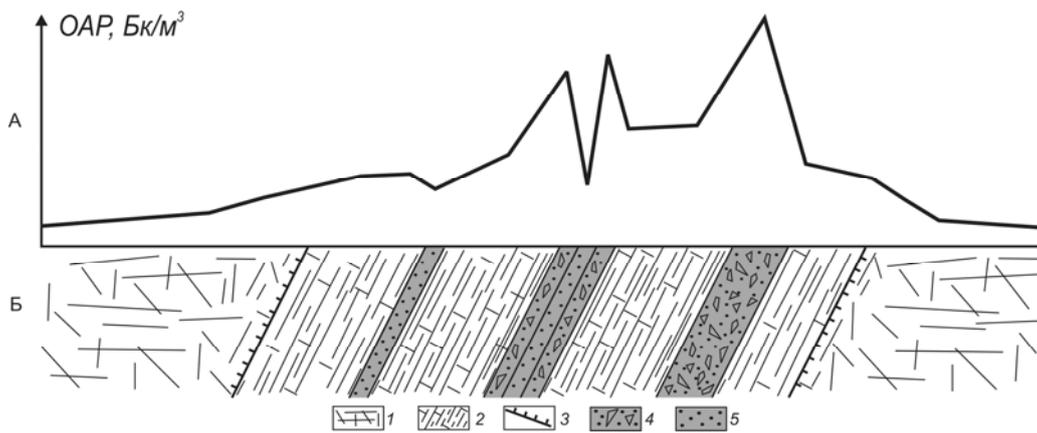


Рис. 3. Модель распределения поля объемной активности радона (ОАР) над условной разломной зоной, где: А. Концентрация ОАР в подпочвенном воздухе над разломной зоной; Б. Геологический разрез, отражающий структуру разломной зоны: 1 – хаотическая трещиноватость вмещающих пород; 2 – зона сопутствующей трещиноватости и разрывов второго порядка; 3 – границы разломной зоны; 4 – тектонит, представленный брекчией дробления; 5 – тектонит, представленный глиной трения

что всякое крыло при тектонических подвижках разрушается сильнее [Семинский и др., 2005]. Обобщив полученные данные, была составлена модель распределения ОАР над условной разломной зоной (рис. 3), которая выделяется в эманиционном радоновом поле в виде аномалии. Форма аномалии характеризуется асимметрией, выражающейся расширением в более нарушенном крыле тектонитами. При переработке материала крыльев до глины аномалии представлены минимумами, в случае наличия пронизанной микротрещинами разломной брекчии – максимумами.

Для оценки вариаций ОАР от активности, ранга и морфогенетического типа для каждой разломной зоны были определены основные характеризующие ее параметры. Морфогенетический тип дизъюнктивов был определен геологическими методами. В итоге получилось: 8

сдвигов, 15 сбросов и 1 взброс. Тектоническая активность объектов исследования рассматривалась отдельно для платформенных и рифтовых разломных зон. Деление платформенных разломов по тектонической активности проведено на основе применения единого экспертного подхода, рекомендуемого при изысканиях под строительство трубопроводов. Предпринятый для платформенных разломов подход не мог быть применен для приольхонских объектов, поэтому разделение данных объектов по активности носило приближенный характер. Сопоставление радоновой активности разломных зон по абсолютным значениям ОАР не представляется эффективным, т.к. кроме строения самих объектов исследования этот параметр определяется целым рядом факторов. В связи с этим был использован относительный показатель – коэффициент радоновой активности (K_Q), который вычислялся как

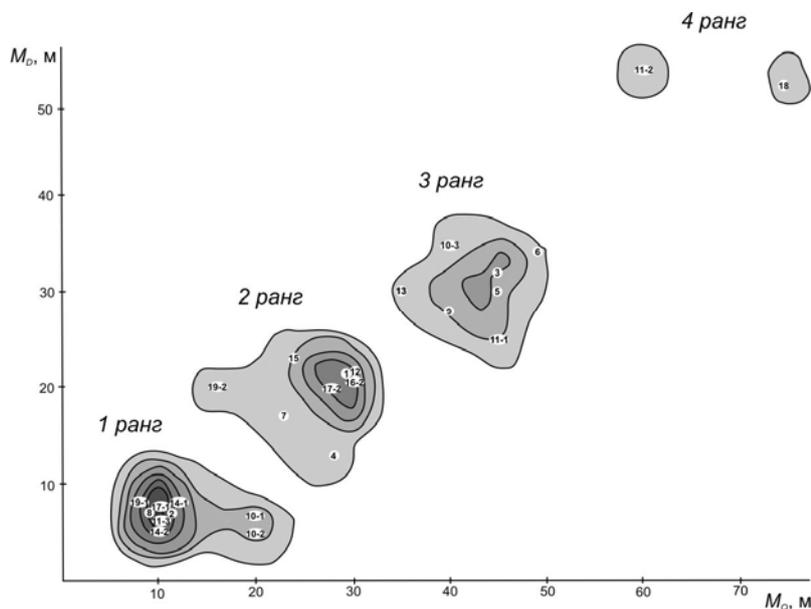


Рис. 4. Соотношения поперечных размеров разломных зон, определенных по данным структурно-геологических и эманиционных измерений, где M_D и M_Q – поперечные размеры разломной зоны, отражающие ширину участков, аномальных, соответственно, по плотности трещин и по величине объемной активности радона; изолинии отражают распределение в координатном поле объектов

отношение максимального значения ОАР из относящихся к разлому, к наименьшей фоновой величине.

Деление разломов на ранги осуществлялось на основе оценки ширины зон их влияния в трещиноватости поскольку известно, что этот параметр коррелирует с длиной дизъюнктива, т.к. измерения плотности трещин из-за недостаточной обнаженности горных пород были получены не для всех объектов исследования, то для ранжирования использовались данные радоновой съемки. В итоге, все разломные зоны были разделены на 4 ранга по соотношению поперечных размеров разломных зон, отражающих ширину аномальных участков по плотности трещин и по величине ОАР (рис. 4).

Сопоставление коэффициентов радоновой активности для разнотипных и разноранговых разломов с разной тектонической активностью проводилось посредством определения его средних значений по отдельным выборкам из вышперечисленных параметров (рис. 5). На данном рисунке видно, что разломные зоны большей тектонической активности, определенные независимыми методами, характеризуются высокими коэффициентами радоновой активности. Таким образом, коэффициент радоновой активности в существенной степени отражает именно тектоническую активность. С увеличением масштабного ранга отмечается повышение параметра K_Q . Это подтверждает наши данные о том, что с ростом количества трещин в массиве горных пород увеличивается ОАР. Разломы сбросового типа характеризуются самими низкими значениями коэффициента радоновой активности, а сбросы – самыми высокими. При группировке и подсчете средней ОАР у разломов с одинаковым морфогенетическим типом, выяснилось, что они отлича-

ются по абсолютным значениям параметра. Сбросы характеризуются примерно в 1.5 раза большими значениями ОАР, чем сдвиги. Это подтверждает связь напряженного состояния массива горных пород с распределением концентрации радона [Уткин, 2000]. При растяжении наблюдается повышение ОАР, характерное для разломов сбросового типа, а при сжатии – понижение.

В итоге проделанной работы, были сделаны следующие выводы:

1. разломы Приольхонья и южного Приангарья отчетливо выделяются в поле объемной активности радона, но его флуктуации отражают разные особенности внутреннего строения дизъюнктивов;

2. структура связанной с разломом эманационной аномалии характеризуется повышением радоновой активности от периферии к осевой части, на фоне которого выделяется серия локальных максимумов и минимумов, соответствующих положению отдельных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами;

3. ОАР разломных зон при прочих равных условиях зависит от их тектонической активности, размера и морфогенетического типа. Она в среднем выше у рифтовых дизъюнктивов по сравнению с платформенными, больше у сбросов по отношению к сдвигам, возрастает с увеличением масштабного ранга и степени тектонической активности разлома, которая является наиболее значимым геодинамическим фактором формирования эманационного поля.

Автор благодарен д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому за общее руководство исследованиями, к.г.-м.н. А.В. Черемных и к.г.-м.н. А.С. Гладкову за помощь в сборе и интерпретации структурно-гео-

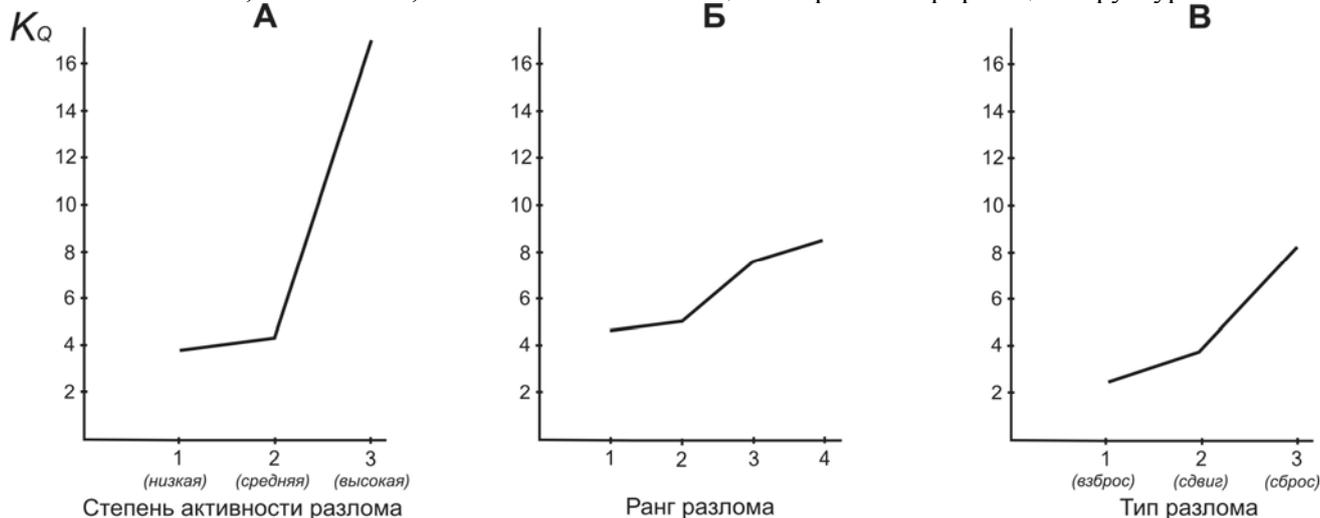


Рис. 5. Графики, иллюстрирующие основные тенденции изменений коэффициента радоновой активности (K_Q) у разломов, отличающихся степенью тектонической активности (А), масштабным рангом (Б) и морфогенетическим типом (В)

логических материалов. Работы выполнены при финансовой поддержке СО РАН (проект ОНЗ-6.13) и РФФИ (проект 08-05-98062).

ЛИТЕРАТУРА

- Бобров А.А.* Исследование объемной активности радона в разломных зонах Приольхонья и южного Приангарья: методика и предварительные результаты // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Изд. ИрГТУ. 2008. № 6(32). С. 124-129.
- Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А. и др.* Геохимическая активность разломов Байкольской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 3. С. 389-393.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Вахромеев А.Г. и др.* Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разных масштабных уровнях // Литосфера. 2008. № 4. С. 3-21.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. и др.* Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «Гео». 2005. 293 с.
- Уткин В.И.* Радон и проблема тектонических землетрясений // Сорос. образ. ж. 2000. Т. 6, № 12. С. 64-70.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛОМОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ РЕГИОНА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

М.Г. Вахнин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, oilkominc@mail.ru

Истощение разведанных запасов нефти и газа с использованием традиционных методов поиска месторождений требует более глубокого изучения механизмов миграции и аккумуляции углеводородов. Одним из важных факторов, влияющих на формирование и пространственное размещение месторождений нефти и газа, являются разломы, что вызывает необходимость всестороннего изучения влияния различных типов разломов на условия нефтегазообразования, аккумуляции и сохранности углеводородов. К району, где можно проследить влияние разломов на формирование локальных структур и нефтегазоносность региона, относится Предуральский краевой прогиб.

Предуральский краевой прогиб является системой компенсационных впадин, которые возникли в каменноугольно-пермское время на стыке Восточно-Европейской платформы и Уральского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса. Он прослеживается вдоль складчатого Урала более чем на 2000 км, имея в среднем ширину от 25 до 80 км. В пределах прогиба выделяются два крупных структурных этажа, отвечающие докембрийскому кристаллическому фундаменту и платформенному чехлу, сложенному образованиями рифея и палеозоя. По морфологическому признаку Предуральский прогиб характеризуется как надпорядковая тектоническая структура, осложненная элементами первого порядка в виде системы впадин, внешние борта которых выражены ступенями и моноклиналями, а внутренние осложнены складчато-покровными, складчато-чешуйчатыми зонами и тектоническими пластинами. Впадины прогиба разделяются между собой одноранговыми структурами поперечных поднятий. Прогиб является пограничной структурой на границе Урала и Печорской плиты. По фундаменту на месте прогиба выделяется узкий линейный желоб. Здесь фундамент погружен до глубины 12-14 км. Перспективная площадь прогиба может значительно расширяться за счет районов, перекрытых аллохтонными пластинами складчатых структур Урала. Так как прогиб подвергался значительному геодинамическому воздействию Урала, на его территории имеется несколько крупных разломов (Западно-Уральский, Березово-Патраковский, Восточно-

Косьюроговской), значительное количество средних и мелких разломов.

В Тимано-Печорскую часть Предуральского краевого прогиба входят (с севера на юг) Коротаихская впадина, Воркутское поднятие, Косьюроговская впадина, гряда Чернышова, Большесынинская впадина, Среднепечорское поднятие, Верхнепечорская впадина, Полодовское поднятие [Тимонин, 1998]. В соответствии с ними выделяются десять нефтегазоносных районов: Коротаихинский, Воркутский, Хоседаюнский, Кочмеский, Интинско-Лемвинский, Большесынинский, Среднепечорский, Верхнепечорский, Вуткыльский, и Курьинско-Патраковский.

На изучаемой территории прогиба выявлено более 200 локальных структур и открыто более 20 месторождений нефти и газа. Большинство из этих структур связано с разломами и сформировалось непосредственно вблизи от них.

На изучаемой территории был проведен анализ морфологических особенностей локальных структур, их нефтегазоносность в зависимости от типа, удаленности и характера разломов, присутствующих в данном районе.

Для обработки данных использована геоинформационная система, основанная на программном продукте фирмы ESRI ArcGIS 9.2 и включающая в себя следующие карты: карты локальных структур, изученности сейсморазведочными работами и бурением, месторождений, структурные карты. Карта структур имеет в своем составе оцифрованные контуры структур с данными о глубине, отражающем горизонте (предполагаемом возрасте), морфологических характеристиках, состоянии структур (выявленных, подготовленных к бурению, опосредованных бурением) (рис. 1).

Также были оцифрованы и введены в геоинформационную систему основные разломы Предуральского краевого прогиба, разделенные на три категории: крупнейшие – определяющие строение надпорядковых структур (синеклизы, гряды, желоба); крупные – определяющие строение надпорядковых структур (своды, впадины, прогибы, мегавалы); средние и мелкие – ограничивающие валы, грабенообразные депрессии, антиклинальные зоны и локальные структуры [Малышев, 1986].

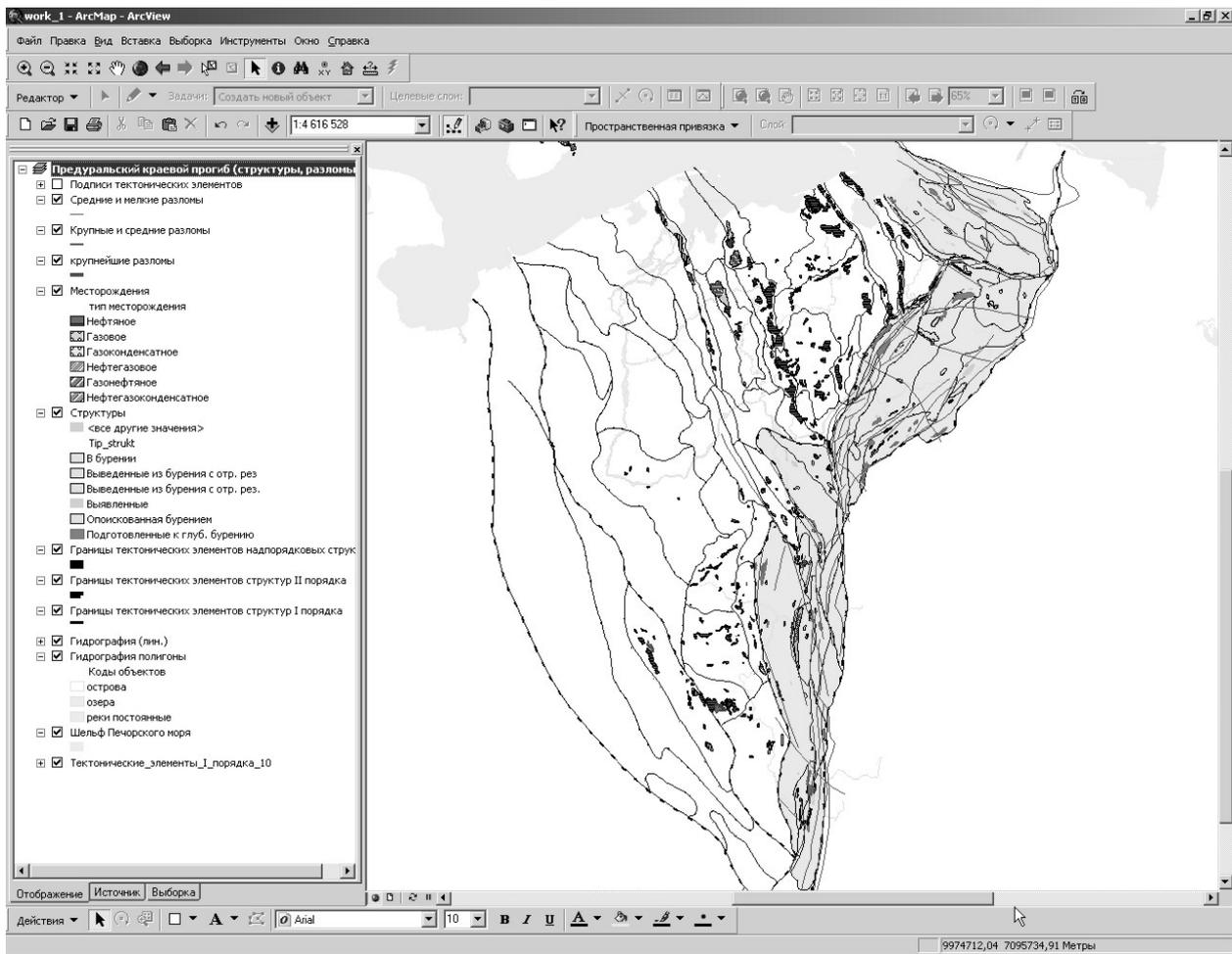


Рис. 1. Фрагмент карты Предуральского краевого прогиба

При анализе морфологии локальных структур были приняты следующие допущения:

1. Основным фактором формирования локальной структуры являются тектонические силы, энергия и мощность которых отражены в размерах и форме структуры.

2. Параметры структуры могут быть объективно отражены по одному из горизонтов (структурной карте), наиболее полно представляющих ее морфологию [Удод, 1979].

В качестве исходного фактического материала использовались структурные карты отчетов сейсмопартий по основным ОГ.

Особенностью Предуральского краевого прогиба является широкое распространение складчато-надвиговых зон со стороны Урала, осложненных различного типа разломами. При этом необходимо учитывать, что крупные глубинные зоны на различных этапах геологического развития могли быть сбросовыми, сдвиговыми или надвиговыми. От этого зависят закономерности формирования, развития, возможность скопления углеводородов в локальных структурах в этом районе.

По морфологическим признакам по всей тер-

ритории севера Предуральского прогиба можно выделить внешнюю (западную) и внутреннюю структурную зоны, граница между которыми проходит по региональным взбросо-надвигам: Интинско-Хановейскому, Улдор-Кыртинскому и Вуктыльско-Полудовскому, объединенными в единый надвиг, так называемый – Главный Приуральский надвиг [Юдин, 1994].

Для внешней и внутренней зон характерны различные типы структур. Так для внешней зоны морфологические параметры структур более сходны с платформенными: малая амплитуда, незначительные разрывные нарушения. Для внутренней зоны свойственна сильная вытянутость, нарушенная надвигами и взбросо-надвигами.

Для Предуральского краевого прогиба характерны определенные типы структур, обусловленные типичными для данного региона разломами и залежи углеводородов, приуроченные к разломам. С одной стороны, в районе разломов создаются зоны трещиноватости, которые способствуют миграции и накоплению углеводородов при благоприятных условиях. С другой стороны, такие свойства осадочных пород, как же-

сткость, прочностные свойства, коэффициенты трения зависят от флюидов и флюидодинамических процессов, заполняющих эти породы. Это способствует созданию нестабильных зон и развитию разломов.

Это оказывает влияние на образование антиклиналей и по мере приближения к разлому увеличивается число и объем антиклинальных структур. Определенную роль разломы играют и в возникновении неструктурных ловушек. Подвижки вдоль разломов приводят к выклиниванию горизонтов осадочного чехла, в результате чего образуются залежи стратиграфического типа.

Наиболее распространены в данном регионе залежи нефти и газа в сдвиговых структурах, сформированные в результате возникновения в

районе разлома в условиях сжатия или растяжения сдвиговой компоненты (более 50%).

Структурный план осложнен также мелкими опережающими разрывами и бескорневыми непротяженными взбросо-надвигами (табл. 1).

Возникновение таких надвигов – результат разрядки тектонических напряжений со стороны платформы в периоды прекращения подвижек со стороны Урала. Сформированные подобными сдвигами структуры отличаются большим разнообразием, они контролируются пликативными и дизъюнктивными дислокациями. К таким зонам могут быть приурочены скопления углеводородов. Для рассматриваемой территории характерны в основном мелкие и средние месторождения нефти и газа.

Таблица 1. Характеристика основных морфологических свойств нефтегазоносных структур и приуроченность их к разломам

Тектонический элемент / Показатели	Параметры структур					Параметры залежи		Характеристика района, приуроченного к структурам
	Тип структуры	Площадь	Удлинение	Амплитуда	Простираение	Тип ловушки	Флюид	
Коратаихинская впадина	антиклинальная структура, ограниченная тектоническими нарушениями	18,55	2,85	74	Северо-западное	-	-	Значительная тектоническая раздробленность и дислоцированность зоны.
Воркутское поперечное поднятие	антиклинальная структура, ограниченная тектоническими нарушениями	31,20	3,59	85	Разнонаправленное	Массивная, сводная, тектонически экранированная	Нефть	Зоны осложненных, сформированных в результате надвигов.
Гряда Чернышова	Брахиантиклинальная складка, тектонически нарушенная	33,44	5,16	110	Субмеридиальное	Пластовая, сводовая тектонически экранированная	Нефть	Послойные взбросо-надвиги, сформированные по верхнеордовикским соленосным отложениям
Косью-Роговская впадина	антиклинальная структура или складка, ограниченная тектоническими нарушениями	37	3,87	66	Разнонаправленное	Массивная, тектонически или литологически экранированная	газ	Обширное развитие поднадвигов, в восточной части преобладает чешуйчатое строение впадины.
Большесынинская впадина	антиклинальная структура, литологически ограниченная	17,6	2,86	54	Северо-западное	массивная или пластовая, литологически экранированная	Нефть	Высокоамплитудные взбросо-надвиги
Среднепечорское поперечное поднятие	брахиантиклинальная структура	14,70	3,71	65	Северо-западное	Пластовая литологически или тектонически экранированная	Нефть, газ	Сложно дислоцированные зоны, осложненные с запада взбросо-надвигами
Верхнепечорская впадина	вытянутая антиклинальная структура с тектоническими нарушениями надвигового типа	13,98	5,11	66	Субмеридиальное	Массивная, сводовая тектонически экранированная	Газ	Узкие, длинные высокоамплитудные, нарушенные антиклинали

Одним из вариантов сдвиговых структур являются структуры, образовавшиеся в результате надвигов (рис. 2).

Для них характерно большое разнообразие структурных типов, как в аллохтоне, так и в автохтоне, специфичные условия генерации и миграции углеводородов.

Значительный интерес представляют ловушки, связанные с погребенными надвигами, в которых возможны под кристаллическими и магматическими породами залежи углеводородов.

Средние и мелкие позднепалеозойско-раннемезозойские разрывные нарушения установлены в центральной и внутренних зонах Пре-

дуральского краевого прогиба. К ним относятся Вуктыльский, Курьинский, Патраковский, Кырташорский, Интинский, Прилемвинский и другие разрывы, имеющие надвиговый и взбросо-надвиговый характер. Амплитуды горизонтальных перемещений по ним варьируют от сотен до нескольких километров [Мальшев, 1986].

Для таких зон характерны разнообразные структуры, как в аллохтоне, так и в автохтоне, и специфика условий генерации в результате увеличенных нагрузок за счет надвиговых пластин, повышенных температур и динамических напряжений в результате надвигообразования (Воргамусюрская и др.).

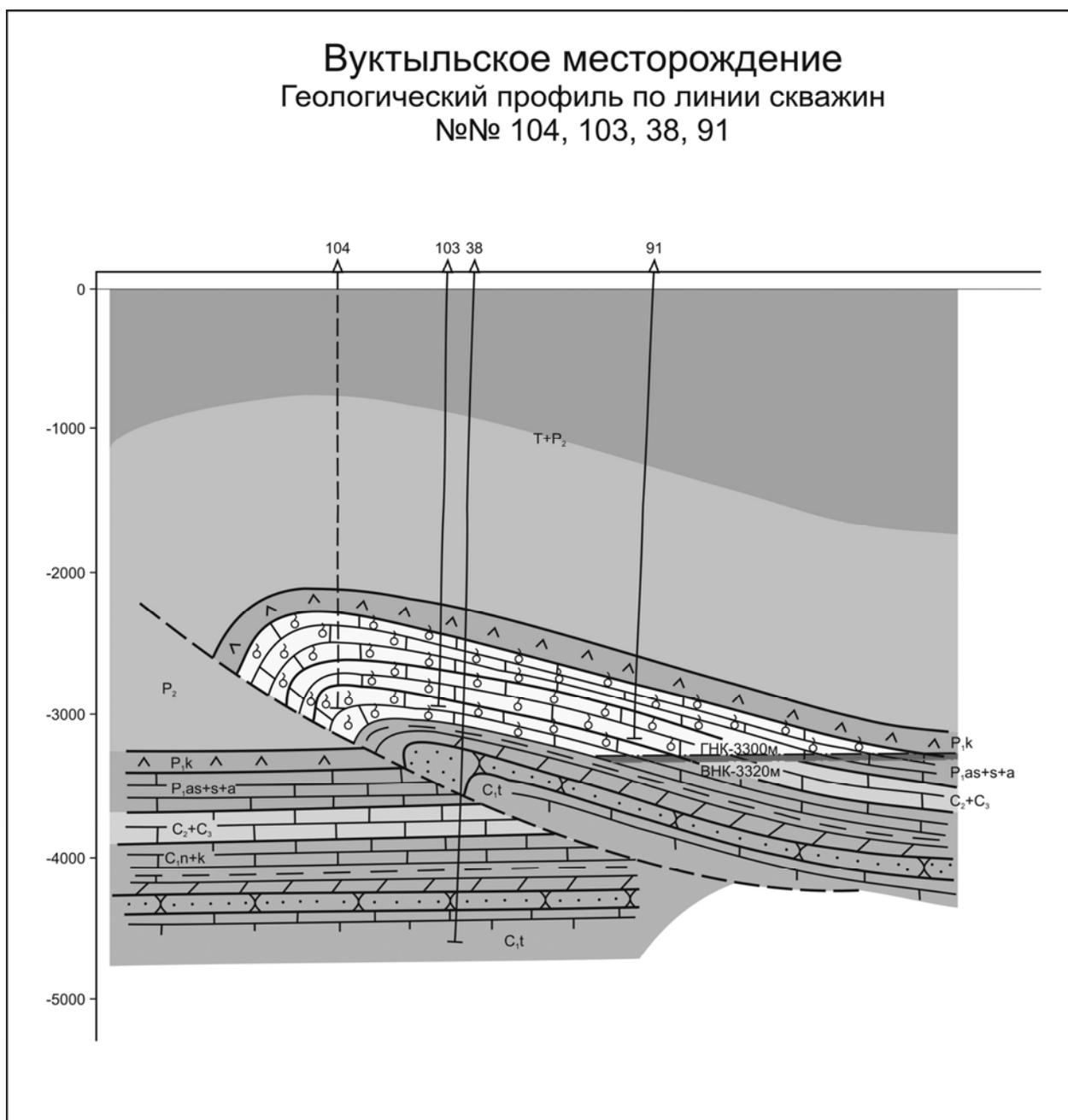


Рис. 2. Геологический разрез Вуктыльской антиклинали

Для юго-востока Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба характерно наличие двух структурных этажей и системы надвигов с противоположными падениями плоскостей сместителей.

Структурообразующие надвиги, расположенные с юга на север, налегают друг друга и при этом наклоны плоскостей сместителей меняются с востока на запад и вновь на восток. В качестве примера можно привести Рассохинскую, Пачгинскую приразломные антиклинали.

Еще одной особенностью для данного района является значительная вертикальная протяженность разломных зон. Например, на Пачгинском месторождении (Верхнепечорская впадина) вертикальная протяженность таких зон достигает 800 м, что позволяет образовывать особый тип «жилых ловушек». Этот малоизученный тип ловушек, сложный для обнаружения, может обеспечить значительный прирост запасов углеводородов.

Влияние разломов на условия генерации углеводородов косвенное и связано с тем, что движения блоков фундамента по разломам непрерывного развития в раннем – среднем палеозое обусловили режим интенсивного погружения на месте современных впадин Предуральского краевого прогиба, которые являются в это время главными и наиболее ранними очагами генерации углеводородов.

Большую роль играют разломы в коллекторских свойствах горных пород. При динамических нагрузках вблизи зон разломов они приводят к возникновению трещин в породах, особенно в известняках, доломитах и др. Большинство выявленных залежей углеводородов имеют карбонатные коллектора, разбитые сетью трещин.

Также разломы влияют на миграцию углеводородов. Под воздействием геодинамических факторов происходит вертикальное и горизонталь-

ное перемещение углеводородов. Существуют разные модели миграции углеводородов. Одной из таких моделей является «линейная модель», согласно которой вдоль глубинных разломов (офиолитовые швы) происходит вертикальный вынос углеводородов из глубины и которые затем экранируются, образуя залежи [Бондаренко, 2007].

В результате «боковой миграции» углеводороды по системам трещин удаляются от основных разломов. Так как газ более подвижен, чем жидкие углеводороды, в первую очередь происходит миграция газа. При анализе расположения месторождений с использованием геоинформационной системы выявлено, что основная масса продуктивных локальных структур расположена в пределах 30 км от крупнейших и крупных разломов, проходящих по территории прогиба. Это служит подтверждением влияния разломов на формирование месторождений.

Проблема поисков месторождений углеводородов для таких сложных тектонических элементов, как Предуральский краевой прогиб, становится более актуальной в связи с большей изученностью платформенных территорий [Шутов, 2004]. Сложное тектоническое строение, осложненное различными типами разломов, предъявляет жесткие требования к структурным построениям. Знание законов формирования разломов, их развития, влияния на миграцию и аккумуляцию углеводородов на формирование структур и морфологию может помочь эффективному поиску новых месторождений. Анализ строения Предуральского краевого прогиба, детальное изучение влияния разломов на формирование ловушек и миграцию углеводородов позволяет сделать вывод, что данный регион обладает большими потенциальными возможностями для поиска новых месторождений углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). – Краснодар: Просвещение-Юг. 2007. 90 с.
- Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 56 с.
- Шутов А.С., Острижний М.Ю., Антонов В.И. и др. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон западного склона Урала и Предуральского прогиба // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: 2004. Т. 3. С. 194.
- Мальшев Н.А. Разломы Европейского северо-востока СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: 1986. 54 с.
- Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: УИФ «Наука». 1994. 286 с.

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ И ИНЪЕКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР, МИНЕРАГЕНИЯ И УГЛЕВОДОРОДОГЕНЕРАЦИЯ УРАЛО-ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

А.М. Виноградов¹, С.В. Бушарина²

¹ – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, gorm@mail.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, svb@mail.ru

Проблема изучения минерагении и углеводородогенерации региона с выявлением прежде всего районов с крупными месторождениями существенно связана с прослеживанием разломных структур с необходимостью их типизации и разномасштабного ранжирования. На это обратил внимание в своих ранних работах М.В. Гзовский [Гзовский, 1954]. При этом теоретические модели должны быть согласованы с фактическими наблюдениями, а в крайнем разнообразии пространственно-временных соотношений приходится принимать модели, которые можно формализовать некоторым набором условных обозначений в принятых масштабах составляемых карт (. . . , 1:200 000, 1: 500 000, 1:1 000 000, 1:2 500 000,. . .). Здесь невозможно обойтись без учета подобия (фрактальности) разномасштабных моделей, в которых должны получить отражение дизъюнктивные и инъективные дислокации.

В разломных структурах разных иерархических уровней организации выделяются три основных элемента: разрывы – прямолинейные границы с признаками смещения по ним; разрывные нарушения – системы сопряженных разрывов с набором устойчивых характеристик, разграничивающих отдельные блоки; собственно разломы – линейные или дугообразные зоны упорядоченности блоковых и инъективных структур с признаками общности, отличной от общности сопряженных блоков. Из перечисленных элементов формируются структуры глобального (Урало-Оманский линеамент), регионального (Главный Уральский разлом), локального мелкомасштабного (Теренсайский разлом сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон и др.), среднемасштабного (грабен – синклинальные приразломные системы и др.), крупномасштабного (клавишные горст-грабеновые системы разрывов, разрывы вулканокупольных структур и др.) уровней. При изучении же природы разломной тектоники можно выделить три приоритетных направления и, соответственно, три исходных модели: 1 – ротационная гипотеза структурообразования в модели разломных структур с такими характеристиками как прямолинейность, ортогональность, выдержанность расстояний между разрывами различ-

ного порядка [Тяпкин, 1986]; 2 – самоорганизация природных систем, за счет энергии поступающей из вне, с моделью иерархического распределения блоковых отдельностей вещества с некоторой статистической устойчивостью кратности преобладающих размеров [Садовский, 1989]; 3 – гипотеза о флюидо-магматической колонне с моделью формирования магмозаполненных блоков, сосуществующих с амагматическими [Зотов, 1989]. Многие природные разломные структуры рассматриваемой территории описываются с учетом отмеченных гипотез. Предложенная сводная теоретическая модель [Виноградов и др., 1999], несмотря на кажущуюся простоту, объясняет природу многих наблюдаемых ситуаций. Из сводной модели вытекают следующие выводы, согласующиеся с известными геотектоническими положениями: 1) ярусность (слоистость) тектоносферы; 2) разделение ярусов по преобладающим размерам отдельностей; 3) структурная связь нижележащих ярусов с вышележащими; 4) наличие сквозных структур и структур экранирования; 5) множественность структурных соотношений входящих в модель элементов, достаточная для структуризации разнообразных природных ситуаций на глобальном и региональном уровнях тектогенеза.

В пределах Центрального сектора севера Евразии выделены четыре магматических серии последовательно сменяемые во времени, определяющие инъективные проявления в земной коре и находящие отражение в строении аномальных распределений магнитного и гравитационного полей [Виноградов, 2003]. Первая – ранне-среднепалеозойская базитовая, базит-гипербазитовая серия; вторая – позднепалеозойские гранитоидные плутоны; третья – познепалеозойские-мезозойские траппы базальтов; четвертая – мезозойско-кайнозойские еще недостаточно изученные флюидо-магматические дискретные проявления различного состава. Серии объединяются в объеме Урало-Западно-Сибирской тектоно-магматической системы (ЗСТМС) двумя циклами проявления – палеозойским завершенным (первые две серии) и не завершенным – мезозойско-кайнозойским (вторые две), и объясняются связью с нижне-мантийным плюмом. Известная аномальная рудная и углеводородная

генерации в пределах ЗСТМС с учетом теоретических разработок в области эволюции газовой фазы эндогенных флюидов весьма вероятно взаимосвязаны [Малышев, 2007]. Они локализируются в рудных узлах фемической специализации, в салических блоках с соответствующей рудной специализацией и сквозной серией серно-углеводородной минерализации, наложенной на фанерозойские осадочные бассейны, формируемые вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала.

Природа ступени не ясна, но очевидна её связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. Рельефны секущие деформации ступени. При детальном анализе уже в гравитационных полях они распадаются на более локальные проявления. Так в Урало-Эмбинской провинции такая деформация фиксируется в аномальном поле силы тяжести в трех секущих зонах: Ишимбай-Магнитогорск-Кустанай, Оренбург-Орск-Бурыктал, Эмба-Иргиз. Эти зоны нами относятся к категории скрытых тектонических дислокаций [Виноградов, 2004]. Наиболее выражена Оренбургская зона. Вдоль неё расположен целый ряд уникальных минерогенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оренбургского вала, хромиты Кимперсайских месторождений, колчеданы Гайского и других месторождений, кобальт-никелевые месторождения Бурыктала, золото и редкие металлы Кумакского и Аниховского районов. Приведенные особенности связи скрытых зон тектонических дислокаций с разнообразными минерогеническими проявлениями требуют объяснения. Представляется, что оно должно развиваться в трех основных направлениях: в связи с глобальными глубинными процессами, получившими отражение в структурах земной коры через минерогенические проявления (по аналогии с распределением золота «Карлинского типа»); с учетом региональных геодинамических режимов развития литосферы и формированием структурно-формационных зон земной коры; в подчинении термодинамическим условиям, регулирующим химические процессы в верхней части земной коры, ответственные за распределение и перераспределение аномальных концентраций минеральных ресурсов. С таких позиций рассматривается феномен единства и разнообразия аномальных минеральных проявлений на рассматриваемой территории.

Приведенные фактические и теоретические положения позволяют предложить [Виноградов и др., 1999; Виноградов, 2003], следующую модель соотношения глобальных и региональных структур ЗСТМС. Восходящий нижнемантийный плюм предположительно переместился за палеозойское время с севера на юго-юго-восток

(в современных координатах) на расстояние порядка 1000-1500 км. С учетом строения обрамления Западно-Сибирской плиты флюидо-энергетический поток плюма находился в трех основных последовательных режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазиспрединовыми структурами с толеитовым магматизмом. Зрелый режим характеризуется чередованием сжатия и растяжения с дифференциацией промежуточных магматических очагов и вулканизмом островодужного типа. Эти режимы распространялись сначала по обрамлению мегазоны, а затем по направлению к её центру и вдоль концентрических структурных зон, сопровождаясь в силу перемещения плюма перескоками магмовыводящих разломов на разные уровни магмогенерации. В заключительный этап в условиях нарастающего сжатия первичная структура деформирована, а остывающий диапир определил энергетический поток в верхнюю часть литосферы, вызвав позднепалеозойский региональный метаморфизм с формированием ареала гранитных плутонов. В условиях существенной перестройки геодинамического плана планеты, отмеченного широким проявлением траппов базальтов на границе перми и триаса, произошел раскол стабилизированной части Евразийского континента со стороны Карского моря с образованием наложенного на рассматриваемую палеозойскую тектоно-магматическую систему Обско-го грабен-рифта. В изложенной схеме формирования ЗСТМС большое значение придается как восходящим, так и нисходящим конвективным потокам. В результате сформировалась тектонопара, выразившаяся в сопряженном воздымании Казахстанской части и прогибании на месте Западной Сибири. В дальнейшем сформированный в пределах последней доюрский фундамент перекрывался осадочными плитными комплексами и имели место проявления разломно-блоковой тектоники с дискретными флюидо-магматическими прорывами, связанными, вероятно, со сдвиговыми напряжениями в связи с правым поворотом Сибирской платформы [Роль..., 1997]. Данная модель вписывается, с позиций плюм-тектоники, в планетарную геодинамическую систему планеты.

Современные представления на глобальную тектонику в преломлении через наши представления региональной геодинамики рассматриваемой территории позволяют сделать заключение о наложении здесь двух явлений. Глобальных – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность в распределении полезных ископаемых в земной коре, и региональных – это флюидо-

до-магматические потоки, контролирующие режимы развития ЗСТМС со спецификой магматизма, тектоники и соответственно минерации. При этом мантийные флюидо-энергетические потоки наложены на флюидо-магматические проявления в литосфере, а в отрыве от них отражаются в скрытых зонах секущих тектонических дислокаций. Выход флюидопотоков в верхнюю часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями, возможными в сложившихся РТ условиях. Выполненные теоретические разработки [Зотов, 1989; Малышев, 2007] раскрывают эту позицию. Заметим, что под флюидными потоками понимается перемещение летучих соединений в эндогенных условиях, которое может осуществляться как путем молекулярной диффузии этих соединений, так и посредством миграции мобильных газов и газовой-жидких обособлений. Миграция флюидного конденсата происходит по сообщающимся порам и трещинам, зонам тектонических нарушений или путем перемещения (всплывания) газовой-жидких обособлений в маловязких магматических расплавах. Миграция газовой фазы эндогенных флюидов осуществляется, дополнительно к выше перечисленному, еще и путем прямой молекулярной диффузии сквозь растворы, расплавы и кристаллическую решетку минералов горных пород. Заметим при этом, что скорость молекулярной диффузии повышается с ростом температуры и давления, что делает эту форму перемещения флюидного вещества наиболее благоприятной для условий высокотемпературных эндогенных процессов. Исключительную роль от ядра Земли до верхнего слоя земной коры принадлежит сере и зонам серной отгонки [Малышев, 2004]. При этом в литосфере в порядке понижения температуры выделяется три геохимические области, имеющие важнейшее практическое значение. 1) Область сброса серного конденсата. С ней связано образование многих рудных месторождений, а в той части, где она примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы. 2) Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Ключевое значение эта зоны имеет для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений. 3) Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, имеющая ведущую роль в эндогенном формировании месторождений углеводородного сырья.

Сопоставление изложенной схемы магматизма и палеогединамики рассматриваемого региона

с распределением известных месторождений нефти и газа приводит к уже, видимо, тривиальным заключениям о полигенном и полихронном их образовании. С самых общих позиций критерии прогнозирования и поисков этих месторождений группируются в трех главных направлениях – выделение экранов, резервуароколлекторов, путей миграции флюидо-газовых потоков. Этот процесс касается двух этажей углеводородогенерации (УВГ). Верхнего мезозойско-кайнозойского с месторождениями в пликтивных и блоково-пликативных структурах Западно-Сибирского осадочного бассейна, и палеозойского фундамента, где вероятно сохранились скопления нефти и газа в экзотических резервуарах, о масштабах которых мы можем строить теоретические прогнозы. Верхний этаж УВГ связан с динамикой формирования третьей и четвертой серий магматизма в осадочном бассейне Западной Сибири, и мощного флюидо-газового потока, обратного нисходящему погружению литосферы, связанному конвективной ячейки мантийного плюма ЗСТМС. Нижний этаж в объеме осадочных бассейнов фундамента с учетом отмеченного выше заслуживает выделение наиболее продуктивных участков. Однако, здесь наблюдается крайне разнообразное множество возможных вариантов экранов, резервуароколлекторов, флюидо-энергетических потоков, формирующих и разрушающих прогнозные скопления углеводородов. Приведем лишь одно на наш взгляд принципиально важное направление для прогнозирования месторождений нефти и газа в пределах Центрального сектора севера Евразии. Это структуры в фундаменте мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов представленные блоками, ограниченными дизъюнктивными и инъективными разломными дислокациями, скрепленные магматитами первой серии. Ядра этих блоков вмещают гранито-гнейсовые купола и крупные массивы гранитоидов второй серии магматизма. В пределах ЗСТМС такие структуры весьма многочисленны [Виноградов, 2003].

В качестве примера приводятся пространственно отпрепарированные по данным детальных геофизических съемок ранее выделенные структуры отмеченного типа [Виноградов, 1971]. Это структуры вдоль Оренбург-Орск-Бурыктальской зоны скрытых региональных тектонических дислокаций. Заметим, что это единственное на Урале широтное пересечение, на котором эрозией косым срезом вскрывается весь разрез палеозойского фундамента, уходящего на север и северо-восток под осадочные отложения мезозойско-кайнозоя Западной Сибири. Здесь, в впервые выделенных по геофизическим данным блоках,

расположены гранитоидные массивы (Рисунок). Их форма и вертикальная мощность разнообразны. Различаются они и по уровню эрозионного среза. Так Айкинский слабо эродированный массив имеет вертикальную мощность 15 км. Средне-Кумакский массив также слабо эродированный выклинивается на глубине 2 км. Площадь проекций массивов разнообразна. Самый крупный Аниховский массив слабо эродирован и при вертикальной мощности до 6 км охватывает блок практически полностью, при площади порядка 900 км². В подошве этого массива вероятнее всего запечатаны и переработаны самые разнообразные осадочные, вулканогенно-осадочные толщи.

С позиций сегодняшнего дня можно заметить следующую некорректность при определении формы гранитных массивов. Дело в том, что она отождествляется с устанавливаемой по количественной интерпретации аномалии силы тяжести в границах плотностной неоднородности с недостаточной плотностью на уровне 0.10-0.15 г/см³. Однако в составе условного гранитоидного массива со стороны его подошвы можно ожидать резервуары коллекторов [Леонов, 2008], заполненные нефтью и газом с недостатком плотности по отношению к вмещающим образованиям на уровне или ниже присущих гранитам. Заметим, что вероятны выходы флюидомагматических потоков (четвертая серия магматизма) в структуры экранированные образования магматитов первой и второй серии, как одно из возможных объяснений возможной углеводородогенерации в выделенных прогнозных

структурах. Таким образом, в наиболее углубленных местах (см. рис. 1) может оказаться не «ножка» массива, а мощная залежь углеводородов.

В блоке, включающем эродированный Суундукский массив с вертикальной мощностью порядка 8 км, и крутыми границами с вмещающими толщами, трудно ожидать запечатанные крупные резервуары коллекторов. Для этой структуры вблизи контактовых частей по данным интерпретации физических полей закартированы необычные линейные и ортогональные структуры разуплотнения пород к ним тяготеют месторождения тонкодисперсного золота и рудопроявления редких металлов [Баранников, Бушарина, Виноградов, 2002]. Эти структуры являются рудоконтролирующими. Весьма вероятно в определенное время они являлись путями выноса флюидопотоков определивших разрушение резервуаров-ловушек в подошве гранитоидов или были сквозными каналами их прохождения в кровлю или фланги по отношению к промежуточному очагу энергии – остывающему очагу гранитизации. Данные примеры, безусловно, требуют более полного развития в модельно-теоретическом отношении с последующим специализированной проверкой сейсмическими наблюдениями и бурением. Однако, очевидна перспектива этого направления исследований при поисках новых типов месторождений нефти и газа в подобных структурах сопряжения Урала и Западной Сибири с последующим изучением фундамента углеводородных осадочных бассейнов Центрального сектора севера Евразии.

ВЫВОДЫ

1. Априорные модели дизъюнктивных и инъективных дислокаций разломных структур позволяют реконструировать тектоно-магматические проявления в их взаимосвязи и в независимостях на глобальном, региональном и локальных уровнях организации тектоносферы.

2. В пределах Центрального сектора севера Евразии по геолого-геофизическим данным выделены четыре магматических серии последовательно сменяемые во времени и инъективно заполняющих разломно-блоковый каркас в фанерозойских осадочных бассейнах. Они объединяются в объеме Западно-Сибирской тектоно-магматической системы (ЗСТМС) двумя циклами проявлений: палеозойским – завершенным (первые две серии) и незавершенным (вторые две) мезозойско-кайнозойским и объясняются связью с нижнемантийным плюмом.

3. Известные аномальные рудные и углеводо-

родные генерации ЗСТМС вероятно взаимосвязаны. Они локализуются в рудных узлах фемической специализации, в салических блоках с соответствующей рудной специализацией, в сквозных распределениях серно-углеводородной минерализации, наложенной на фанерозойские осадочные бассейны, вдоль Урало-Африканской ступени геопотенциала и её секущих осложнений.

4. Особого внимания заслуживают структуры, фиксируемые позднепалеозойскими гранитными массивами. В подошве наиболее крупных из них запечатаны разнообразные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, а в блоках таких структур, ограниченных каркасом образований первой серии вероятно экранирование флюидомагматических потоков четвертой серии, сопровождающей нефтегазовые проявления мезозоя – кайнозоя.

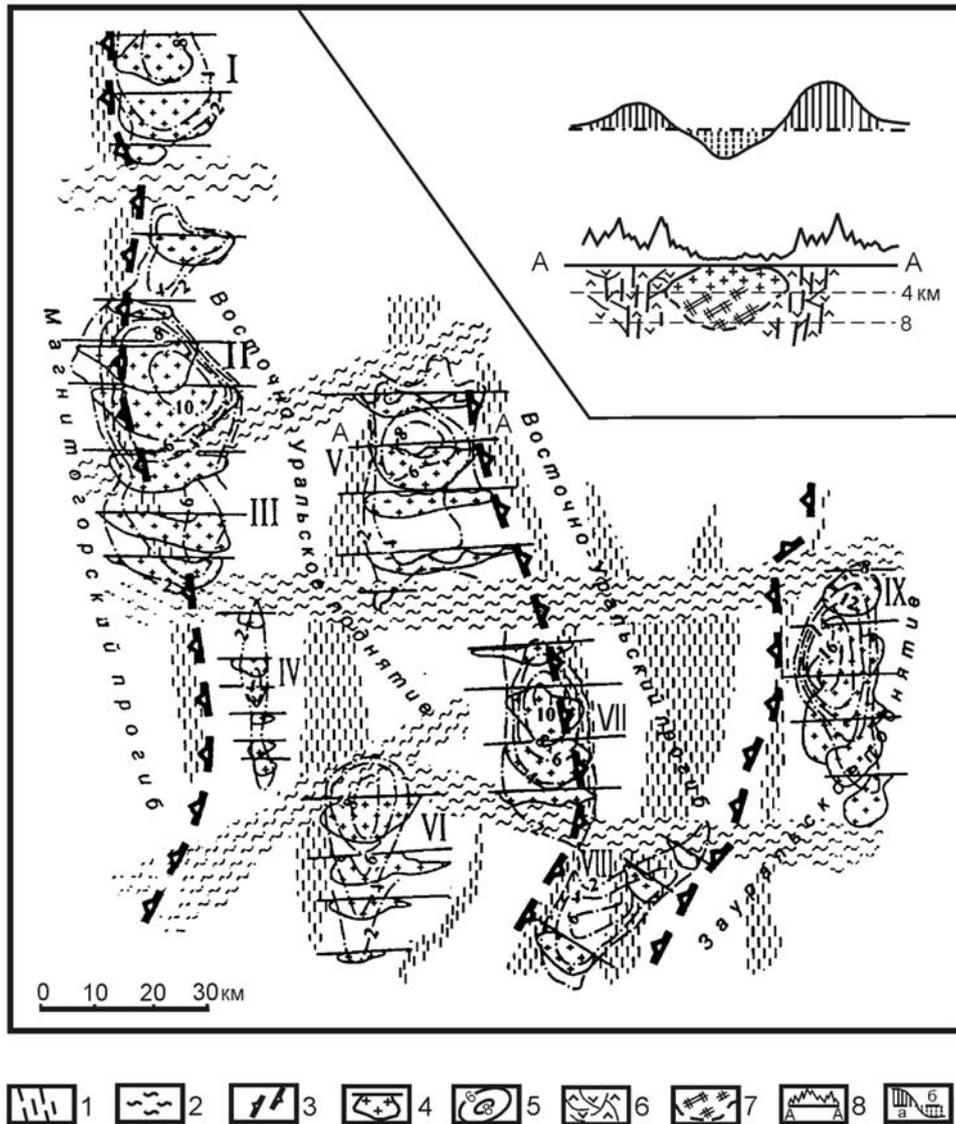


Рис. 1. Схема глубинного строения крупных гранитных массивов (I – Суундукский, II – Адамовский, III – Карабутацкий, IV – Средне-Кумакский, V – Аниховский, VI – Котансуйский, VII – Желтинский, VIII – Буруктальский, IX – Айкинский) восточной части Оренбургской области с геолого-геофизическим разрезом (А-А) через Аниховский массив.

1 – дизъюнктивные и инъективные дислокации в коридоре глубинных разломов палеозойской геосинклинали; 2 – скрытые квази-трансформные зоны секущих тектонических дислокаций; 3 – границы структурно-формационных зон (прогибов, поднятий); 4 – разрезы с участками недостаточной плотности ($0.10-0.15 \text{ г/см}^3$), отвечающие гранитам и предполагаемым зонам коллекторов с залежами углеводородов; 5 – изолинии глубин контактной поверхности подошвы образований, создающих интенсивные понижения поля силы тяжести (данные количественной интерпретации методом подбора); 6 – магматиты первой (базитовой, базит-гипербазитовой) серии квази-спредингового, квази-остоводужного режимов развития; 7 – условные участки повышенной проницаемости и пористости на разрезе (А-А) Аниховского массива; 8 – кривая аномального магнитного поля; 9 – кривая распределения силы тяжести (редукция Буге, 2.67 г/см^3) с фоном относительно аномальных участков с: а) плотными (2.80 г/см^3) и б) разуплотненными (2.55 г/см^3) геологическими образованиями

ЛИТЕРАТУРА

- Баранников А.Г., Бушарина С.В., Виноградов А.М. Кировское месторождение – новый тип золотого оруденения на Южном Урале // Изв. УГГА. Сер. геол. геоф.. 2002. Вып. 15. С. 83-90.
- Виноградов А.М. Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Сов. Геология. 1971. № 11. С. 135-138.
- Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжый Б.П., Сериков Л.И. Положение Урала в структурах Евразии // ДАН. 1999. № 4. С. 512-515.

- Виноградов А.М.* Структура магматических серий и глубинное строение Центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2003. С. 619-622.
- Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 186 с.
- Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. 1989. 214 с.
- Леонов М.Г.* «Холодная» тектоника гранитных массивов в связи с их потенциальной нефтегазоносностью // Сборник докладов Всероссийской научной конференции «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». Тюмень-Новосибирск: 2008. С. 141-143.
- Мальшев А.И.* Изотопная сепарация серы в зонах высокотемпературной отгонки // ДАН. 2004. № 5. С. 669-672.
- Мальшев А.И.* Физико-химическая эволюция высокотемпературных эндогенных флюидов и её значение для формирования месторождений полезных ископаемых // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: УрО РАН. 2007. С. 840-855.
- Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. Под ред. П.С. Воронова. СПб.: Наука. 1997. 591 с.
- Садовский М.А.* Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. 176 с.
- Тяпкин К.Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. Киев: Наукова думка. 1986. 168 с.

РОЛЬ СДВИГОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ

Ю.С. Геншафт Г.Н. Баженова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, ugen@ifz.ru

Земля в термодинамическом смысле является открытой, диссипативной системой, испытывающей необратимые изменения в своей геологической истории. Это приводит к тому, что любые изменения физико-химического и механического состояния горных пород вызывают нарушения минерального термодинамического равновесия и преобразования типов минералов, их структуры, морфологии, всего облика твердого субстрата. Последовательность, характер и степень этих изменений зависят от кинетических факторов и химической активности всех составляющих системы. Напряженно-деформационное состояние глубинной среды, выраженное в пространственно-временных механических процессах – разномасштабные хрупкие разрушения и/или пластическое течение, – являются определяющим фактором воздействия на породы флюидов и расплавов.

Минеральные преобразования пород обуславливаются следующими факторами:

- 1 – изменением химического состава среды, приводящим к метасоматическому процессу;
- 2 – субсолидным метаморфическим процессом перекристаллизации;
- 3 – распадом твердых растворов и фазовыми превращениями при изменении физико-химических условий.

Признаками минеральных преобразований служат образования новых текстур, появление неравновесных ассоциаций минералов, приуроченность определенных по минеральному и структурному состоянию горных пород к тектоническим нарушениям (разломам) и специфическая структурная локализация, позволяющая выделить этапы новообразований. Все сказанное подтверждается многочисленными исследованиями метаморфогенных комплексов пород из различных тектонических структур – древних платформ, складчатых поясов, офиолитов океанического дна и т.п., плутонических и трубчатых тел магматических пород ультращелочного и рудоносных типов – ультраосновные щелочные комплексы, кимберлиты – и ксенолитов пород земной коры и верхней мантии в щелочных магматических образованиях - базальтах, кимберлитах, лампроитах [Баженова, 1961; Геншафт, 1993а, 1995; Афанасьев, 1998]. Во многих публикациях неоднократно подчеркивалась ведущая роль флюидной переработки вещества литосферы в формировании подобных образований

[Геншафт, 1987б]. Наиболее ярким типом природных открытых систем являются шарьяжно-сдвиговые тектонические структуры – разломы, в пределах которых проявлен неоднородный катакластический метаморфизм. Сдвиговые деформации на разных размерных субгоризонтальных и субвертикальных уровнях приводят к зарождению дислокаций – центров кристаллизации новых минеральных фаз, облегчают диффузионные процессы перераспределения химических компонентов и усиливают кинетику роста минеральных фаз. В этих условиях отчетливо проявляется текстурированность пород и анизотропия их свойств. Мощное влияние сдвиговых напряжений на характер кристаллизационных процессов продемонстрировали эксперименты Д. Григгса, П. Бриджмена, Н.С. Ениколопяна и др. Ярчайшим примером неравновесной кристаллизации (в терминах термодинамики закрытых систем) является образование коэсита при растирании кварца в ступке [Dachille, 1960]. Д.Г. Егоров, ссылаясь на работы Н.С. Ениколопяна, писал, что в стресс-сдвиговых условиях устанавливается динамическое равновесие между кристаллической и аморфной фазами, поток дефектов является стационарным, что обеспечивает аномально высокие скорости массопереноса и высокую химическую активность. В условиях высокого давления (до 50 кбар) в сочетании с деформацией сдвига: «коэффициенты» диффузии растут на 10-15 порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без применения давления и сдвига [Егоров, 1999]. Обзор данных в пользу приемлемости представлений о дислокационном метаморфизме под действием стресса и его приуроченности к зонам долгоживущих глубинных разломов приведен в [Соболев, 2002]. В данном сообщении рассматриваются конкретные примеры минеральных преобразований в зонах разломов, ограничивающих с юга Алданский щит, в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, и в ксенолитах из кимберлитов Восточной Сибири и щелочных базальтов Монголии, изученные авторами.

Алданский щит с юга обрамляется зоной глубинного долгоживущего Станового разлома (рис. 1, по [Глуховский, 1999]) общей протяженностью до 2000 км и шириной от 1 до 20 км. В ее пределах архейские и нижнепротерозойские породы, метаморфизованные в условиях гранули-

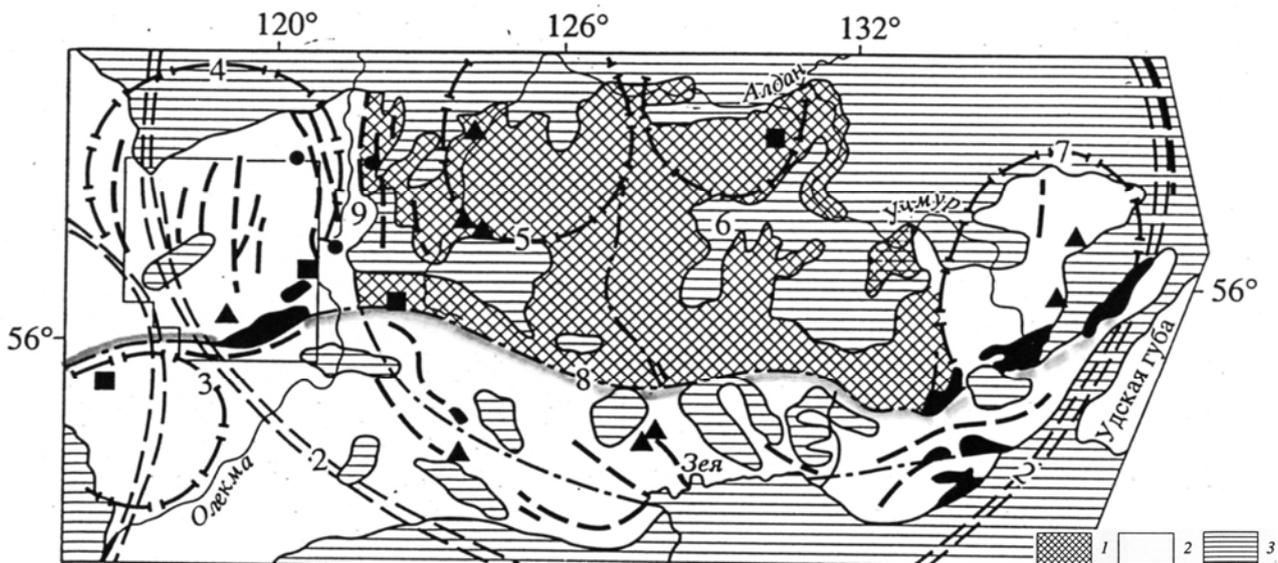


Рис. 1. Положение Станового разлома на схеме Алданского щита, по [Глуховский, 1999].

1 – область преимущественного развития гранулитовых комплексов раннего архея; 2 – область развития позднеархейских пород ретроградного метаморфизма; 3 – нерасчлененные фанерозойские образования

товой и амфиболитовой фаций метаморфизма, подверглись интенсивным ретроградным изменениям в более низкотемпературных условиях эпидотовой и зеленосланцевой фации. В результате процессов диафореза и динамометаморфизма образовались такие тектонотипы, как катаклазиты и милониты с своеобразными структурами и текстурами. Наложенные процессы перекристаллизации, сопровождаемые неоминерализацией и хрупкими деформациями, проявлялись неоднократно с позднего протерозоя по мезозой [Кориковский, 1964]. По данным многих исследователей зона Станового разлома представляет собой сложную тектоническую структуру, образованную из различных континентальных блоков. В пределах этой зоны наблюдается очень сложная картина распределения плотностных неоднородностей [Подгорный, 2005].

Петрографическое изучение пород из зоны разлома позволяет проследить последовательные стадии средне- и низкотемпературного их изменения. Сначала под влиянием сдвиговых напряжений происходило растрескивание кварца и полевого шпата с образованием катаклазита, появляются изогнутые двойники листочков биотита (рис. 2, а). Затем по деформированным и раздробленным «лазкам» полевого шпата бластокатаклазта развивается агрегат сосюрита (мелкие зерна эпидота, мусковита и серицита), а кварц меняет морфологию, появляются раздробленные, лентовидные зерна. Все обломки погружены в тонкодисперсную основную массу (рис. 2, б). На следующих стадиях перекристаллизации образуется эмбриомилонит с почти полностью измененными обломками в виде схиалитов, новооб-

разованный биотит замещается мусковитом) (рис. 2, в). Наконец, порода полностью преобразуется в мусковит-биотитовый сланец с эпидотом, без всяких реликтов первичных минералов (рис. 2, г).

В мезозое активными были более короткие субмеридиональные Тах-Такхамакитский, Акуу-Таас-Юрэхский, Дырын-Макитский и другие разломы, по которым катакластический динамометаморфизм привел лишь к окварцеванию пород («сухой» тип метаморфизма).

Другим примером метаморфизма, обусловленного действием деформаций в полях сдвиговых напряжений является центральная часть Ингуло-Ингулецкого блока Украинского щита, в пределах которой западная часть – Новоукраинский антиклинорий отделяется от восточной – Ингульский синклиний Кировоградским разломом (рис. 3, по [Лебедев, 1989]). Экспериментальные исследования упруго-плотностных характеристик кернов из скважин по обе стороны от разлома показали значимые различия в уровнях анизотропии, разуплотнения и хрупкопластичного поведения пород, обусловленные действием нескомпенсированных напряжений в зоне разлома. Породы, отобранные из этой зоны, отличаются катаклазом и, как справедливо пишут авторы [Лебедев, 1989], «нельзя объяснить столь существенные различия (речь идет о физических характеристиках образцов) какими-либо петрологическими факторами. Очевидно, это связано с некоторыми изменениями структуры минералов на уровне кристаллической решетки под влиянием достаточно интенсивных внешних физических процессов, сопутствующих в свое время образованию глубинного разло-

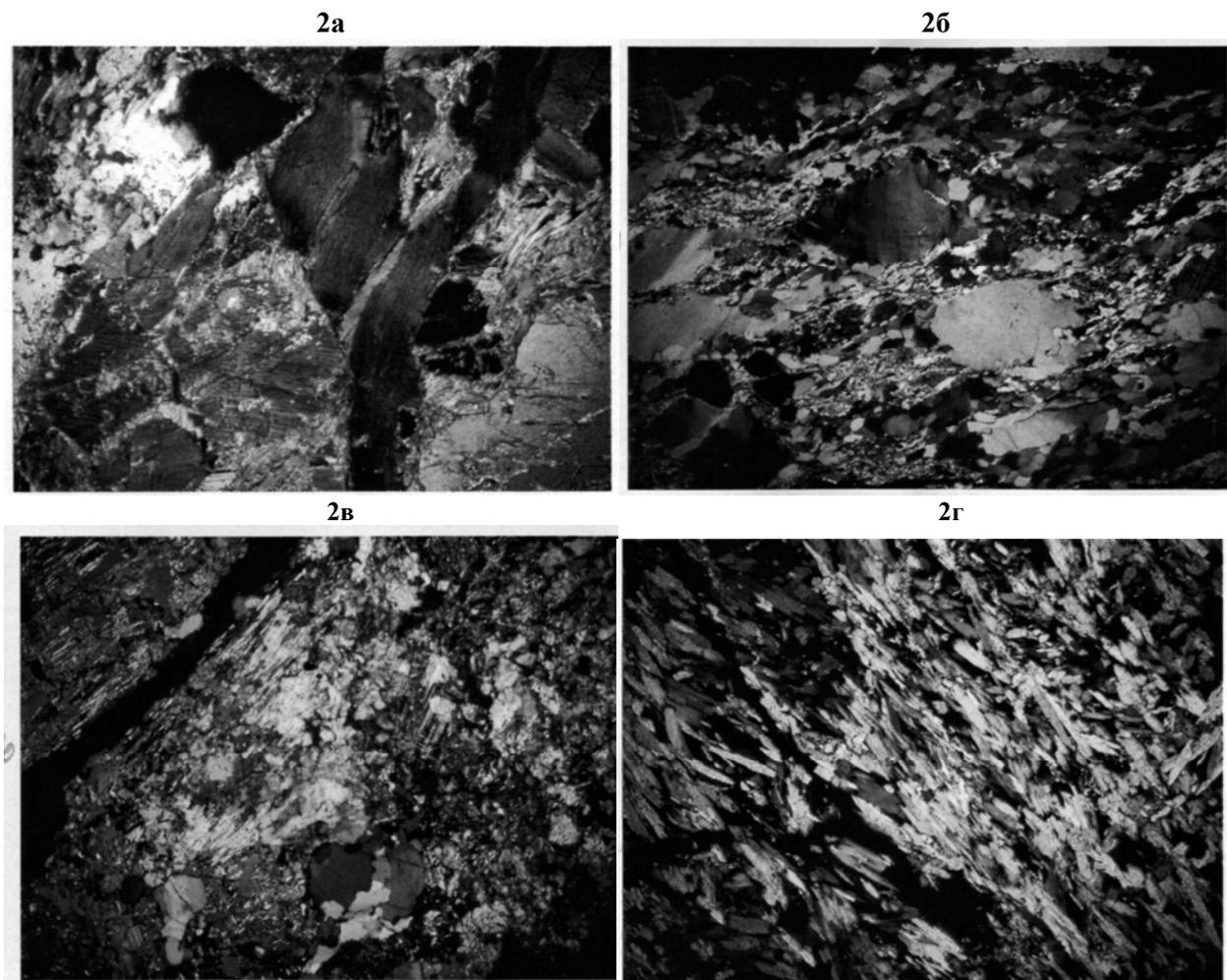


Рис. 2. Фотографии шлифов метаморфических пород Алданского щита, иллюстрирующие стадии развития регрессивного метаморфизма (см. текст)

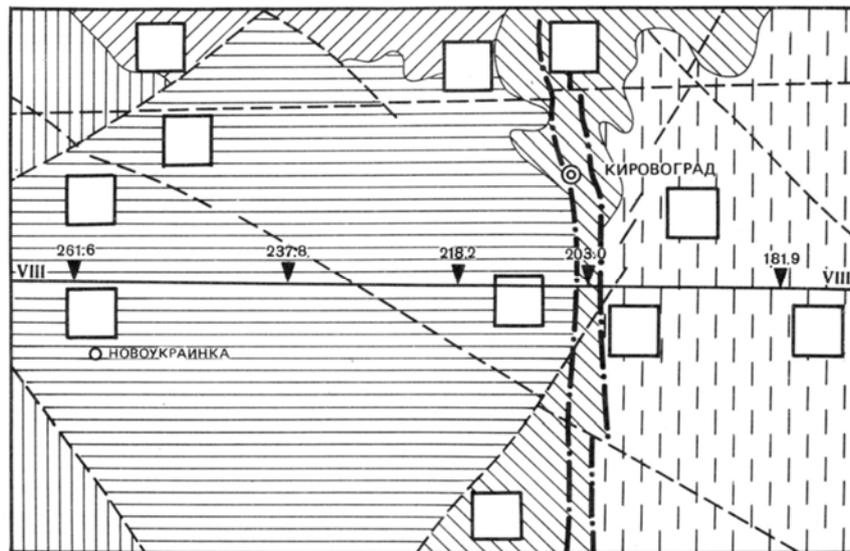


Рис. 3. Геологическая схема центральной части Ингуло-Ингулецкого района Украинского щита (слева от зоны Кировоградского разлома – пунктир- гранитоиды, справа – гнейсы), по [Лебедев, 1989]

ма...». Поражает сохранность эффекта силового воздействия процессов формирования разломных структур на минералого-структурный облик горных пород и их свойства в течение многих

геологических эр и эпох! Скорее всего, это свидетельствует о консервации относительно низкотемпературных метастабильных состояний пород, сформированных в зонах действия сдвиго-

вых напряжений.

Во многих случаях рудные месторождения приурочены к разломным зонам, в пределах которых происходят хрупко-пластические деформации под действием сдвиговых напряжений и массоперенос. Подобные случаи В.И. Старостин предложил рассматривать как деформировано-химические структурные парагенезисы [Старостин, 1988]. Их конкретные проявления можно видеть на примерах рудогенных структур Воронежского кристаллического массива [Афанасьев, 1998]. В его пределах выделена Тим-Ястребовская грабен-синклиналь, в которой присутствуют осадочно-вулканогенные и магматические породы протерозойского возраста. На них наложена рудная минерализация, обусловленная перераспределением вещества в разломно-сдвиговых зонах. Это хорошо видно при изучении упруго-плотностных и магнитных характеристик кернов из глубоких скважин. Изменение петрофизических характеристик коррелирует с изменением минерально-химического состава пород в зависимости от их структурного положения в глубинной среде. Это также коррелирует и с потоком флюидов из структурно-уплотненных зон в разуплотненные. Наложенный рудогенез охватывает чрезвычайно широкой временной интервал, вплоть до фанерозойских эпох.

Механизмы переноса флюидов и флюидизированных расплавов в глубинных зонах литосферы, подвергнутых тектоническому расщеплению, были рассмотрены Ф.А. Летниковым [1999]. Он пришел к обоснованному выводу, что «зоны бластомилонитов являются путями универсального и интенсивного массопереноса петрогенных, флюидных и рудных компонентов по разрезу литосферы» Логическим завершением такого рассмотрения явилось заключение, что «рудные месторождения могут формироваться только в неравновесных условиях верхних горизонтов земной коры» [Летников, 1997]. Приведенные данные по рудоносности Тим-Ястребовской структуры ВКМ прекрасно иллюстрируют это положение.

В пределах Восточно-Сибирской платформы известны различные кимберлитовые поля, объединенные в Якутскую кимберлитовую провинцию. Хорошо известны петро-геохимические различия между отдельными полями и между трубками в пределах одного поля. Отмечается сильная неоднородность в степени вторичных минеральных изменений в пределах одного кимберлитового тела. Отмечаются графические сращения рудных и силикатных минералов, составы которых близки к составам мегакристаллических аналогов. Подобные образования указывают на

возможную роль глубинного распада твердых растворов и кинетических факторов кристаллизации систем расплав-флюид в быстро меняющихся физико-химических условиях под действием изменений напряженно-деформационного состояния глубинной среды. В кимберлитах Якутии были описаны «порфиоровые гранатовые перидотиты» [Boullier, 1975] – породы с ярко выраженной порфирокластической текстурой, для которой типично погружение крупных порфировых зерен минералов (часто со следами внутризерновой пластической деформации) – *порфирокластов* в мелкозернистую массу кристаллов – *необласты* (рис. 4). Для кимберлитовых ксенолитов ультраосновных пород были установлены признаки деформационных процессов верхней мантии, прямо не связанных с кимберлитовым магматизмом [Доусон, 1983]. Аналогичные заключения были сделаны и для ксенолитов из щелочных базальтов во внутриконтинентальных структурах (Монголия, Центральный Французский массив, Тюрингия и Саксония, Большой Кавказ и др.) [Копылова, 1991; Геншафт, 1989, 1994; Миронова, 1999].



Рис. 4. Порфиробластическая текстура гранатового гарцбургита, по [Mantle xenoliths, 1987]

Субсолидусные преобразования мантийных пород и кристаллизация мегакристаллов при взаимодействии флюид-расплавов с мантийным веществом показаны на примерах изучения ксенолитов и мегакристаллов в щелочных базальтах Монголии [Геншафт, 1987a]. Метаморфогенные преобразования мантийных пород в поле напряжений устанавливаются в сложных по структурам и текстурам гранат-шпинелевых ультрабазитах. Рассмотрение всех структурных разновидностей глубинных ксенолитов позволяет выстроить цепочку последовательного преобразования пород под влиянием стресса и флюид-расплавных компонентов: протогранулярная – порфирокластическая – гигантозернистая – мегакристаллы.

Во многих работах недооценивается роль сдвиговых напряжений и вызываемых ими деформа-

ций горных пород и минералов в образовании высокобарических минеральных фаз. Например, говоря о конвергенции признаков ударного метаморфизма, характерных для астроблем, авторы [Ваганов, 1987] приводят доводы в пользу вулканических взрывов, термической закалки перегретых фаз и пр. Однако, в большинстве приводимых случаев нахождения так называемых им-

пактных минералов – коэсита, кубического алмаза, лонсдейлита и др. – и минералов с планарными элементами структуры можно указать на их формирование под действием сдвига. Общий анализ данных изучения глубинного вещества Земли показывает существенную роль сдвиговых напряжений в формировании тектоносферы Земли и ее свойств [Геншафт, 1993б].

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Н.С., Геншафт Ю.С.* Платформенный рудогенез как выражение мобильности платформенной литосферы (на примере Воронежского кристаллического массива) // Доклады РАН. 1998. Т. 359, № 2. С. 214-219.
- Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко А.Б.* Государственная геологическая карта масштаба 1:200000, серия Алданская, лист 0-51-XXXI-XXXII. Объяснительная записка. Фонды ВАГТ. 1961.
- Ваганов В.И., Татаринцев В.И.* Проблема ударного метаморфизма // исследования высокобарических минералов. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С. 187-208.
- Геншафт Ю.С.* Мегакристаллы высокого давления – проблемы петрологии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука. 1987а. С. 166-178.
- Геншафт Ю.С.* Текстурированность глубинных ксенолитов как отражение динамических процессов в литосфере Земли // Физика Земли. 1993а. № 10. С. 44-59.
- Геншафт Ю.С.* Процессы формирования континентальной литосферы Земли // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН. 1993б. С. 22-48.
- Геншафт Ю.С.* Вещественно-структурные преобразования в литосфере платформ по данным изучения глубинных включений в магматических породах // Геотектоника. 1995. № 1. С. 23-30.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочно-базальтовых магм // Строение и эволюция тектоносферы. М.: 1987б. С. 151-170.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Будзинский Г., Витоженец Г.Ч., Кулигин В.М., Илупин И.П.* Особенности состава третичных базальтов и их глубинных включений из Тюрингии и Саксонии (ГДР) // Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука. 1989. С. 8-35.
- Геншафт Ю.С., Яковлев Ф.Л., Копылова М.Г., Белоусов Т.П., Аракелянц М.М.* Включения мантийных пород и минералов в базальтоидной породе Большого Кавказа // Петрология. 1994. Т. 2, № 6. С. 628-645.
- Глуховский М.З., Моралев В.М.* Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита // Геотектоника. 1999. № 6. С. 3-15.
- Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир. 1983. 300 с.
- Егоров Д.Г.* Происхождение полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Геоинформатика/ GEOINFORMATIKA. 1999. № 4. С. 50-56.
- Копылова М.Г., Геншафт Ю.С.* Петрология гранат-шпинелевых ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии // Изв. ВН СССР, сер. геологическая. 1991. № 5. С. 36-58.
- Кориковский С.П., Казмин Ю.Б.* Диафориты и милониты зоны Станового глубинного разлома // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Изд. Якут фил. СО АН СССР. 1964.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А.* Геофизические приложения результатов РТ-изучения упругих характеристик горных пород // Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука. 1989. С. 56-72.
- Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М.: ВИНТИ. 1999. С. 63-98.
- Летников Ф.А.* Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 307-322.
- Миронова Н.А., Соколова Ю.Ф., Геншафт Ю.С., Смутьская А.И.* Частичное плавление коровых ксенолитов из базальтов Байкало-Монгольского региона // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 58-69.
- Подгорный В.Я., Мальшев Ю.Ф.* Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 3-21.
- Соболев В.В., Кравченко В.М., Орлинская О.В.* Минеральные фазы дислокационного метамор-

- физма // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. № 1. С. 133-139.
- Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра. 1988. 255 с.
- Boullier A.M., Nicolas A.A.* Classification of Textures and frics of PperidotiteXenoliths from South African kimberlites // Phys. and Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 467-475.
- Dachille F., Roy R.* High-pressure Phase Transformations in Laboratory Mechanical Mixers and Mortars // Nature. 1960. V. 186, № 4719. P. 34-71.
- Mantle xenoliths / Ed. P.H.Nixon. 1987. 836 p.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ В ЗОНЕ КОНВЕРГЕНЦИИ: ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ (ПО ДАННЫМ ГСЗ, ОГТ), СЕЙСМИЧНОСТЬ

С.М. Зверев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, zverev@ifz.ru

Активные разломы в зоне конвергенции разделяют контрастные структуры земной коры и наиболее ярко выражают современные тектонические процессы. Подробное их изучение поможет понять природу и механизм этих процессов.

При использовании данных геофизики для решения тектонических проблем центральным вопросом для приложения результатов математических расчетов к реальному объекту является задание исходных физических параметров геологической среды. Многие геофизические задачи решены для горизонтально однородных моделей. Иногда при редких точках экспериментальных геофизических наблюдений результаты таких решений распространяются на большие площади, что создает иллюзию представления реальной картины строения и свойств земных недр, хотя фактически остается разрыв между этими построениями и данными практической геологии.

Сейчас тектоническая картина часто представляется геологами как результат разнообразного взаимодействия океанической и континентальной коры. В получаемых экспериментальных данных целенаправленно ищут признаки той или иной коры.

В последние годы существенно повысились детальность и точность экспериментальных геофизических наблюдений. Появились новые методы исследований, расширились возможности цифровой обработки, анализа и изображения результатов обработки разнообразной геофизической информации. Это подготовило базу для существенного развития представлений о тектонических процессах путем углубленного анализа широкого комплекса независимых данных.

С увеличением детальности наблюдений и расчетных возможностей выяснилась с одной стороны большая сложность и изменчивость природной геологической среды и необходимость усложнения соответствующих физических моделей, а, с другой стороны, неоднозначность и иногда неустойчивость аналитических решений для таких моделей.

Представляется целесообразным рассмотреть отдельные примеры для некоторых наиболее контрастных геологических структур, освещенных достаточным комплексом экспериментальных данных. К ним относятся активные разломы в зонах конвергенции крупных литосферных

плит.

Наиболее выразительные результаты на эту тему получены на акваториях. Это обусловлено тем, что с одной стороны, моря и океаны занимают большую часть поверхности Земли, и именно там располагаются наиболее активные тектонические структуры. С другой стороны, методика и техника геофизических исследований на море проще, чем на суше, и там на отдельных объектах были осуществлены сравнительно детальные наблюдения на линиях и полигонах при любой сложности рельефа.

ИФЗ РАН за многие годы морских экспедиций провел исследования ГСЗ на разнообразных ключевых структурах морей и океанов [Зверев, 1999; 2003]. Были выполнены наблюдения в двух зонах конвергенции глобального масштаба: Курило-Камчатская область предполагаемой субдукции океанической плиты, и бассейн Леванта восточного Средиземноморья – область схождения Африканской и Анатолийских плит.

В обоих регионах профили ГСЗ пересекли фронт конвергенции и подходы к нему на большом протяжении. Хорошее качество фактических материалов и многократные перекрытия нагоняющими и встречными наблюдениями при ГСЗ обеспечили возможность подробного изучения сейсмического строения зоны конвергенции до больших глубин. Оба региона исследованы также другими различными геофизическими методами. Подробные данные о сейсмичности имеются в Интернете и публикациях. В совокупности мы сейчас имеем здесь новый уровень фактической информации, дающий возможность приблизить результаты геофизических исследований к данным геологии и бурения. Это позволит перейти от устоявшихся общих представлений о взаимодействии континентальной и океанической коры к более конкретным характеристикам отдельных блоков и разломов коры и уточнить природу и возможный механизм происходящих тектонических процессов.

Наиболее представительные материалы получены ИФЗ РАН в восточном Средиземноморье в бассейне Леванта. В этом регионе в прежние годы в рамках международного сотрудничества экспедициями Министерства Геологии СССР было проведено геологическое картирование в Сирии, а институтами АН СССР выполнены геологические и геофизические исследования на

акватории моря Леванта и на о. Кипр. Полученные результаты были частично опубликованы в журнальных статьях, а также в международных сборниках, освещающих некоторые дополнительные аспекты изученности региона [Geological..., 1994; Geological..., 2005, V. I, V, II].

Исследования методом ГСЗ были выполнены при установке ДС в 50 точках на профилях общей длиной около 2500 км, на которых произведено 3500 излучений мощными пневмоисточниками. Детальные наблюдения позволили в бассейне Леванта исследовать проявление глубинных разломов в сейсмическом волновом поле. Разломы выделяются по закономерному латеральному изменению скоростей первых сейсмических волн (чаще всего их понижению), приуроченному к определенным участкам профилей независимо от расстояния точек наблюдения до источника колебаний. Многократные перекрытия при больших базах наблюдений обеспечили возможность построения 2Д разрезов земной ко-

ры, установить большую глубину проникновения зон разлома (до низов коры) и сложный характер распределения скоростей в пределах этих зон. Цифровая обработка записей способствовала эффективной реализации этих возможностей. Были развиты методические приемы сейсмической интерпретации для сложной горизонтально – неоднородной среды с включением зон разломов [Зверев, 2002; Зверев, Полянский 2006]. Выполнена интерпретация сейсмического волнового поля, подбор 2Д разрезов математическим моделированием, их обсуждение совместно с другими геолого–геофизическими данными. Результаты частично опубликованы в журнальных статьях [Зверев, 2002; 2003; 2008; Зверев, Полянский 2008], а в более полном виде представлены в работе [Зверев, 2009].

В море Леванта профили ГСЗ пересекли глубинные разломы в 14 местах. Все они приурочены к краям крупных морфоструктур морского дна.

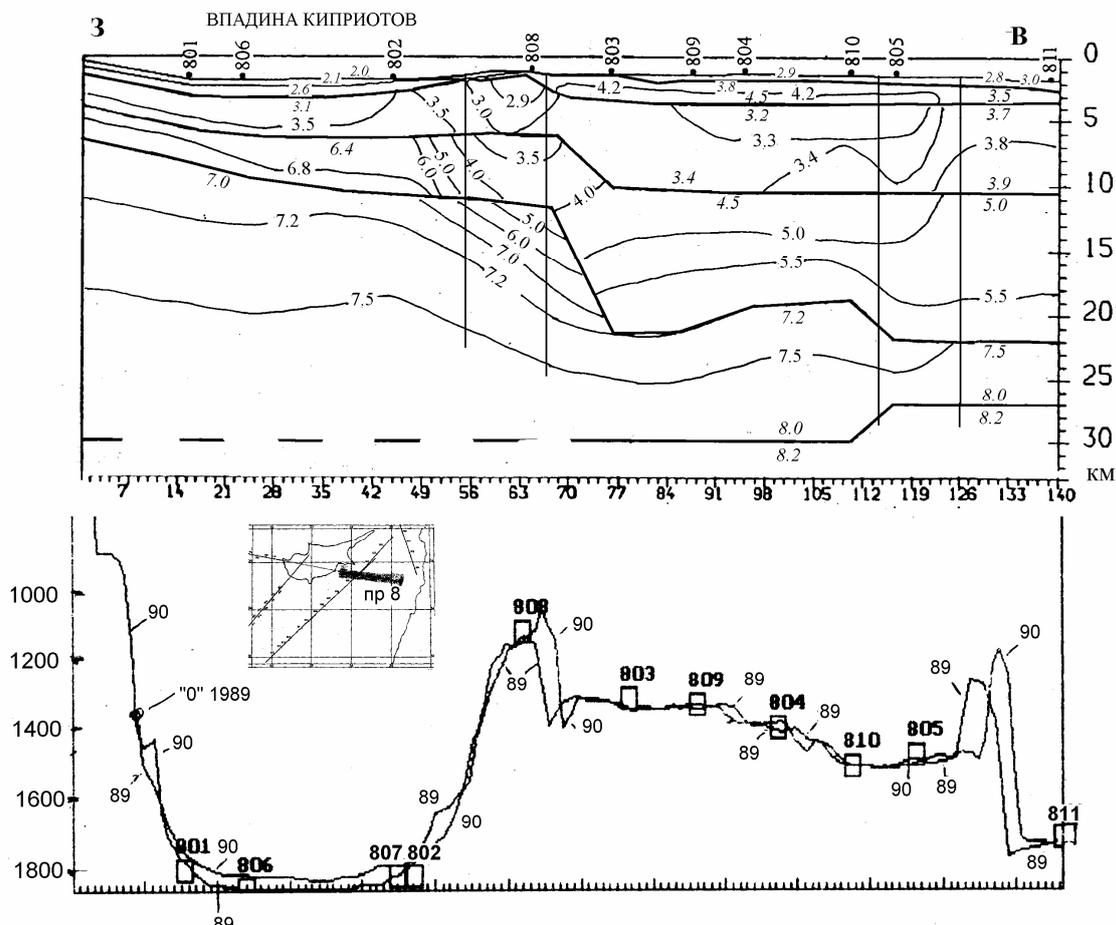


Рис. 1. Разрез земной коры по данным ГСЗ на профиле № 8 Кипр – Ливан (а) и результаты эхолотного промера рельефа дна вдоль линии профиля (б). На разрезе более толстыми линиями представлены границы раздела в коре, глубины и скорости для которых определены методикой КМПВ, тонкими – изолинии скоростей в слоях, а также края зон разломов. На врезке показано расположение профиля. Номерами 801-805 и 806-811 обозначены места постановки донных сейсмических станций в экспериментах 1989 и 1990 годов

Разломы выражаются в сейсмических разрезах ГСЗ в виде зоны пониженных скоростей распространения сейсмических волн, уходящей под крутым углом в толщу земной коры иногда до больших глубин.

Пример разреза по профилю ГСЗ № 8, проходящего на восток от о. Кипр в сторону Ливана, приведен на рис. 1. Было расставлено 10 донных станций. Под впадиной Киприотов, расположенной вблизи берега о. Кипр, глубина границы со

скоростью 6.4 км/с (предполагаемой фундаментом) составляет 6-7 км; в середине профиля глубина границы со скоростью 7.2 км/с возрастает до 20-22 км. Глубинные разломы выражаются как понижением скоростей в верхней части разреза, так и высоким горизонтальным градиентом скорости на глубине. Разломы разделяют различные морфоструктуры морского дна, и их положение обычно выражаются в локальных контрастных вариациях рельефа (рис. 1, б).

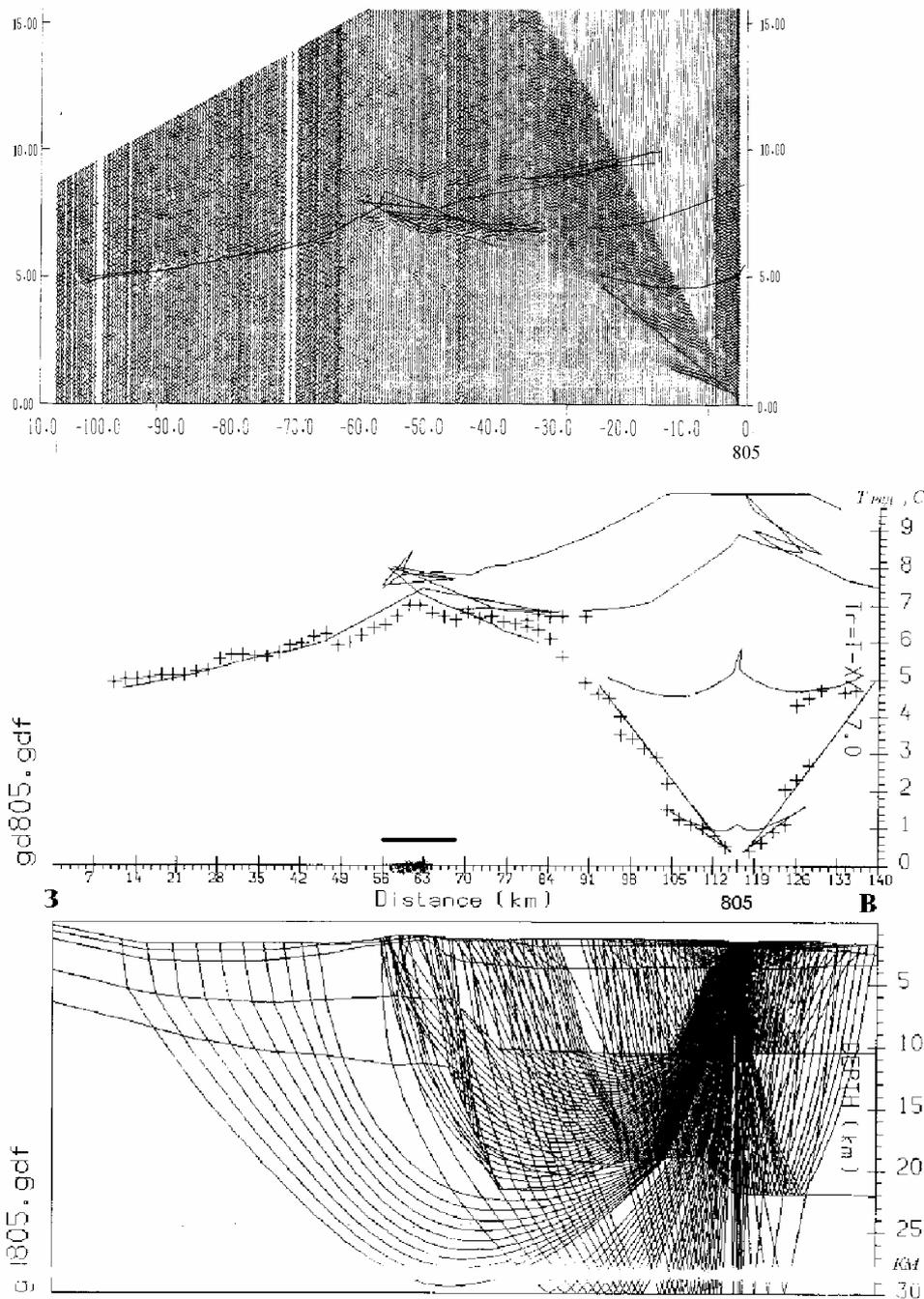


Рис. 2. Сейсмограмма ДС 805, годографы и лучевая картина для подобранного разреза коры на профиле 8

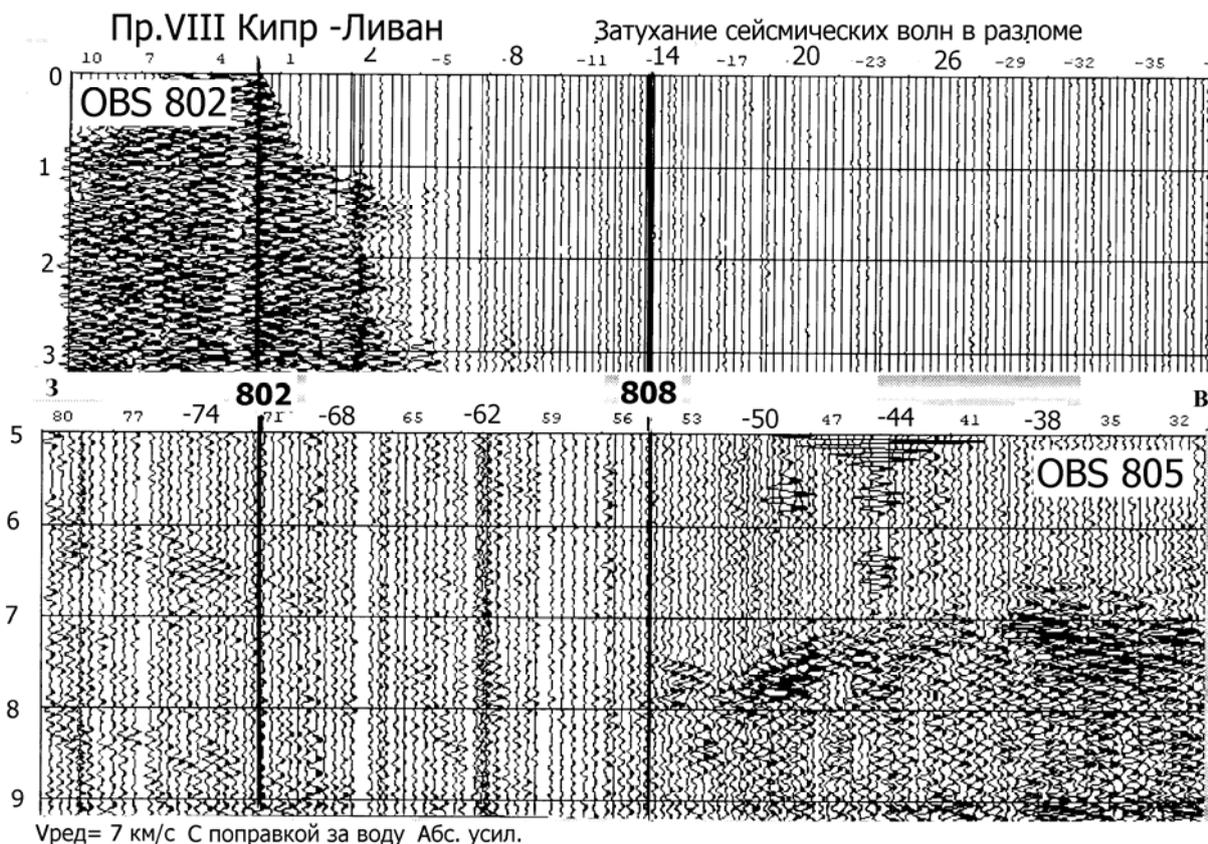


Рис. 3. Фрагменты записей ДС 802 и 805, иллюстрирующие затухание амплитуд сейсмических волн при пересечении зоны разлома. Записи выражают абсолютные значения амплитуд

На разных профилях ширина зоны разлома у поверхности дна моря меняется от 4-6 до 14-16 км. Эти величины близки к данным геологических исследований крупнейших разломов на суше на восточном обрамлении о. Сахалин [Воейкова и др., 2007], а также на Сихоте-Алине (структурный шов).

Понижение сейсмических скоростей в зонах разлома достигает 30-50% сравнительно с прилегающими частями разрезов. Такой контраст скоростей приводит к запаздыванию времен прихода сейсмических волн при пересечении разломов (для условий нашего ГСЗ от 0.7 до 1.5-2.0 с), а также к осложнению траекторий распространения волн (лучей) в разрезе: появлению участков фокусировки лучей и зон тени (рис. 2). Иногда четко наблюдается повышенное затухание энергии сейсмических волн в разломе (рис. 3).

Отмеченные при ГСЗ особенности поведения сейсмического волнового поля в зонах разлома будут проявляться и для волн, возбуждаемых землетрясениями; поэтому можно ожидать ошибки в определении положения очагов землетрясений вблизи зон крупных глубинных разломов. Вопрос этот заслуживает специального исследования.

Взаимоотношения внутреннего строения зон разломов и прилегающих блоков разнообразны, и каждый разлом имеет свои индивидуальные черты. Рассматриваемые крупнейшие глубинные разломы зоны конвергенции, как правило, разделяют блоки с существенно различным строением коры. Иногда влияние разлома проявляется в соседних блоках на удалениях десятков километров от краев разлома на поверхности. Все это свидетельствует о глубоком заложении тектонических процессов, их сложности и продолжительности и, в сочетании с другими данными, позволяет предполагать наличие не только сбросовых, но и сдвиговых компонент перемещения блоков коры вдоль разломов.

В целом современная тектоническая активность глубинных разломов хорошо выражается в самых разнообразных геолого-геофизических данных. Приуроченность разломов к крутым склонам рельефа дна говорит об определяющем влиянии современных тектонических процессов на формирование рельефа дна восточной части Средиземного моря. Разломы прекрасно выражаются в данных различных сейсмических методов: НСП, МОВ ЦЛ, МОВ ОГТ. Результаты ОГТ хорошо согласуются с данными ГСЗ о положе-

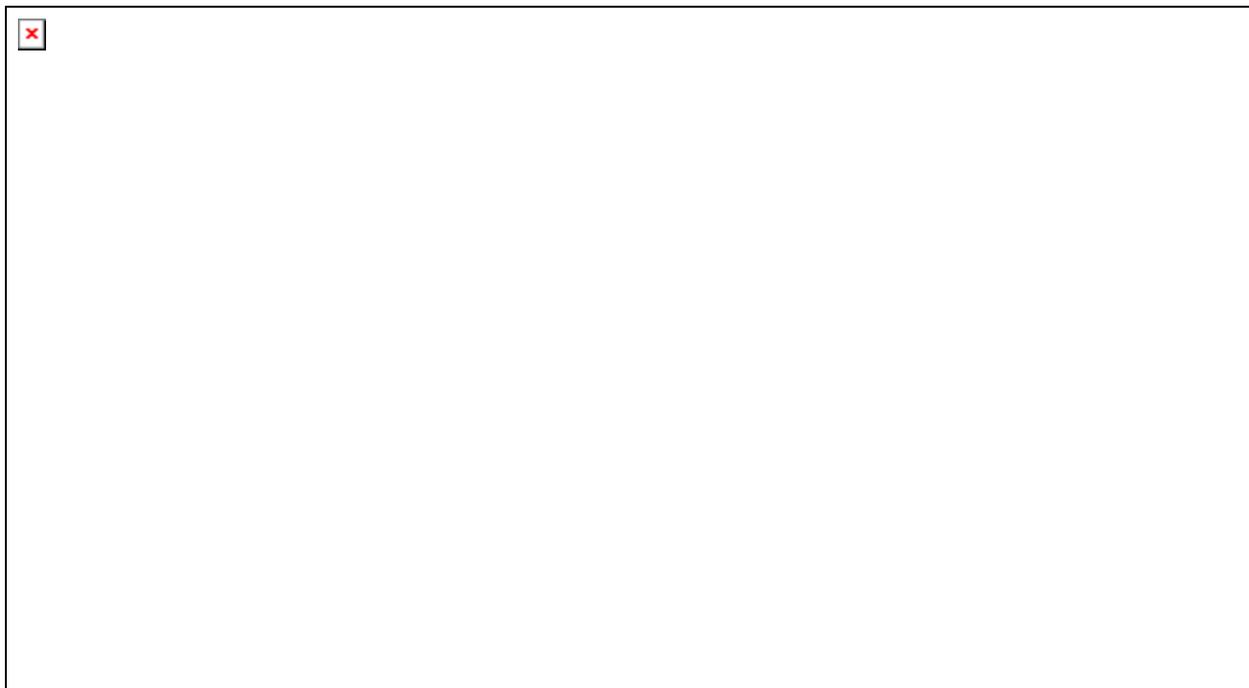


Рис. 4. Трасктории сейсмических лучей, ограничивающих участок пониженных амплитуд сейсмических волн, и пересекающих разлом в направлении с запада на восток (на записях ДС 801, 806) и с востока на запад (803, 804). На интервале профиля от 56 до 68 км отмечен участок затухания амплитуд в верху разреза по данным ДС 802 и 805 (см. рис. 3)

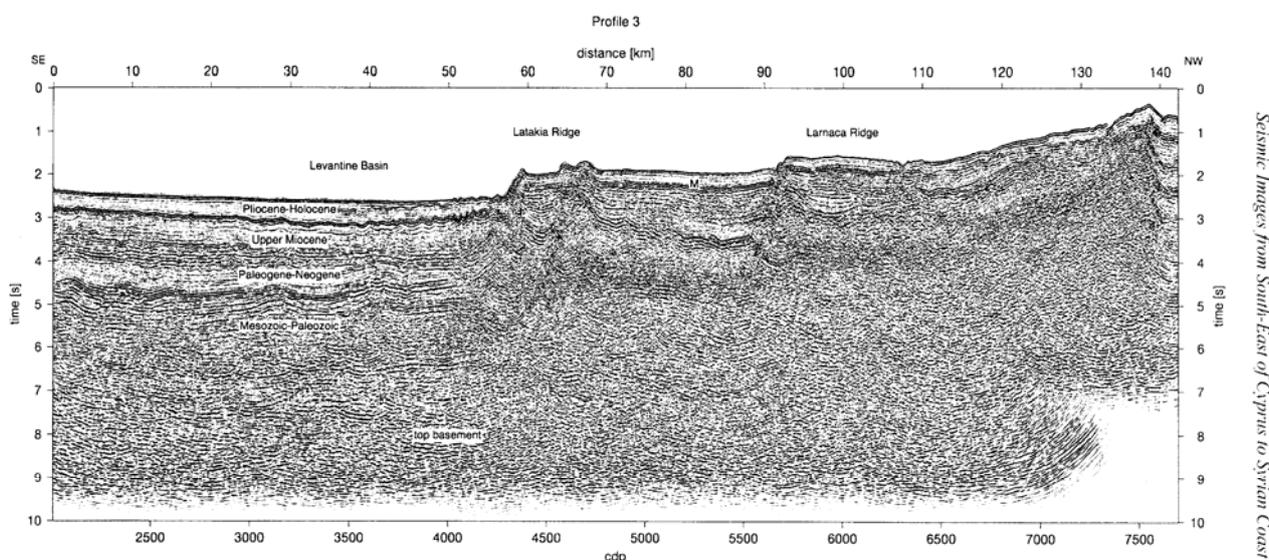


Fig. 10.7. Post-stacked time-migrated section of Profile 3.

Рис. 5. Записи ОГТ по профилю, пересекающему под косым углом профиль № 8 ГСЗ [Vidal et al., 1994]. Место рассматриваемого выше разлома на пр. 8 примерно соответствует расстояниям 90-95 км на профиле ОГТ. Обратим внимание на хаотическую структуру внутри зон разлома и крутое продолжение на глубину южного края разлома

нии и размерах тела разлома у поверхности, а также о субвертикальном продолжении зоны разлома до глубин не менее 4-6 км (рис. 4).

Результаты ГСЗ в сочетании с другими данными надежно устанавливают в море Леванта сегментацию Кипрской дуги и сдвиговые нарушения на границах сегментов, выделяют поперечные разломы коры в пределах сегментов. Полу-

ченная картина хорошо согласуется с сейсмичностью: эпицентры землетрясений группируются согласованно с простираем зон нарушений. Детальное сопоставление структуры разлома с сейсмичностью удалось выполнить на участке профиля ГСЗ № 6 (южнее о. Кипр), используя результаты подробного наблюдения микроземлетрясений, выполненного здесь станциями уни-

верситета Гамбурга в 1994-1997 годах [Makris et al., 1999]. Они приведены в нашей статье [Зверев, 2008]. При повышенной точности определения положения гипоцентров максимальная концентрация очагов микроземлетрясений отмечена на краях блоков, прилегающих к выделенной нами зоне разлома.

В то же время средняя часть зоны разлома, где по данным ГСЗ отмечен очень высокий горизонтальный градиент сейсмических скоростей, совсем не была сейсмически активной. Мы полагаем, что это выражает пластичное состояние пород в разрезе земной коры в месте наиболее активной тектонической деятельности.

Используя результаты старых исследований Института физики Земли РАН, мы установили некоторые аналогии глубинного строения Кипрской и Курило-Камчатской дуг. По закономерностям поведения записей сейсмических волн при ГСЗ выделена зона активного разлома, расположенная в верхней части островного склона глубоководного желоба, рассчитана приближенная скоростная модель желоба и склона, установлено соотношение модели с современной сейсмической активностью [Зверев, 2008].

В заключение приведем некоторые выводы в аспекте тектонофизики. Геологическая среда сложна и разнообразна. Ее физические свойства определяются сочетанием многих факторов, включающих минеральный состав пород, их метаморфизм под воздействием флюидов, температуры, давления и др. В зонах разломов картина осложняется разнонаправленным воздействием

тектонических процессов. Края разломов могут иметь резкий или постепенный характер перехода свойств к соседним блокам. При использовании для выбора расчетной модели публикуемых результатов различных экспериментальных исследований обязательно нужно учитывать адекватность используемых авторами расчетных формул ожидаемой трехмерно изменчивой среде с резкими границами, а также ограничения моделей, принятых при интерпретации. С этим также тесно связана степень сглаживания и искажения фактически наблюдаемых результатов измерений, переходящая в конечную модель.

При выборе параметров для расчетов по данным разных геофизических методов также обязательно нужно учитывать различную разрешающую способность методов. Для сейсмических методов длины зондирующих упругих волн меняются от сантиметров ультразвукового диапазона (моделирование, образцы, скважины) до многих километров (поверхностные волны).

Различие результатов разночастотных наблюдений не опровергает друг друга, а дает дополнительную возможность построить более сложную модель.

Наш опыт показывает, что на сложных геологических структурах фактические материалы наблюдений разных методов часто хорошо согласуются между собой, хотя авторские модели могут сильно различаться. Это позволяет надеяться, что при тщательной интерпретации можно будет получить результаты, более приближенные к реальному строению земных недр.

ЛИТЕРАТУРА

- Войкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука. 2007. 186 с.
- Зверев С.М. ГСЗ на океанах за 30 лет экспедиций: методика и волновые поля // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 143-163.
- Зверев С.М., Ильинский Д.А. Глубинное строение и возможная природа подводной горы Эратосфен (Восточное Средиземноморье) // Геотектоника 2000. № 4. С. 67-84.
- Зверев С.М. Особенности строения осадочной толщи и фундамента во фронтальной зоне Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) // Океанология. 2002. Т. 42, № 3, С. 416-428.
- Зверев С.М. Морские исследования методом ГСЗ: от подкоровой литосферы до разломов коры // Очерки геофизических исследований: К 75-летию ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН. 2003. С. 142-148.
- Зверев С.М. Результаты ГСЗ на морском профиле вдоль восточного побережья о. Кипр (восточное Средиземноморье) // Физика Земли. 2003. № 6. С. 60-75.
- Зверев С.М. Сейсмические модели разломных и переходных зон // Геофизика XXI столетия. 2002 г. Сборник трудов Четвертых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2003. С. 28-37.
- Зверев С.М., Полянский М.Е. Изучение зон разломов методом ГСЗ // Геофизика XXI столетия. 2005 г. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2006. С. 14-21.
- Зверев С.М., Полянский М.Е. Вариации структуры вдоль Курило-Камчатского желоба и возможная связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 3-18.
- Зверев С.М. Внутреннее строение зон активных разломов по данным ГСЗ на примерах Кипрской и Курило-Камчатской дуг // Доклады

- РАН. 2008. Т. 420, № 2.
- Зверев С.М.* Блоки и разломы земной коры бассейна Леванта. М.: ИФЗ РАН. 2009. 234 с.
- Geological structure of the north-eastern Mediterranean (cruise 5 of research vessel «Akademik Nikolay Strakhov»). Edited by V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. 396 p.
- Makris J., Stacker J., Kramvis S.* Microseismic Studies and Tectonic Implication of Cyprus // Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean: Proceedings, Nicosia, 1999. 14 p.
- Geological framework of the Levant. V. I. Cyprus and Syria. Jerusalem. 2005. 498 p.
- Geological framework of the Levant V. II. The Levantine basin and Israel. Jerusalem. 2005. 826 p.
- Vidal N., Klaescher D., Kopf A., Huene R., Krasheninnikov V.* Seismic images from south-east of Cyprus to the Syrian coast. In: Geological framework of the Levant V. II. The Levantine basin and Israel. Jerusalem. 2005. P. 41-56.

РОЛЬ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

И.Г. Киссин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Kissin@ifz.ru

До последнего времени процессы деформирования в тектонофизике рассматривались применительно к однофазной, твердой среде. Однако успехи тектонофизики, заложенные М.В. Гзовским, привели к необходимости изучения таких процессов в реальной геологической среде, которая в пределах тектоносферы содержит более или менее значительное количество жидкости. Деформации в системе порода-вода протекают совершенно иначе, чем в сухой породе. Подобные различия относятся и к напряженному состоянию среды, и к ее прочностным характеристикам, что особенно четко проявляется в развитии сдвиговых деформаций.

Флюиды в земной коре повсеместно распространены в осадочной толще. В консолидированной коре преобладают плотные породы, практически лишенные свободных флюидов. В толще этих пород расположены зоны и участки, где флюиды содержатся в объемной и пленочной модификациях. Такие флюидные системы выделяются в геофизическом разрезе по пониженным электросопротивлениям и скоростям сейсмических волн [Киссин, 2002]. Флюидные системы состоят из субгоризонтальных и субвертикальных элементов (рис. 1). Первые приурочены к волноводам и электропроводящим слоям, вторые – к вертикальным и наклонным разломам. Мощность субгоризонтальных элементов достигает 10-15 км, местами 20 км. Таким образом, эти структуры, а, следовательно, и флюидонасыщенные зоны, могут занимать существенную (до 20-30%) долю общей мощности консолидированной коры. К указанным элементам флюидных систем приурочены ослабленные участки земной коры, на которых развиваются тектонические подвижки. Состав флюидов преимущественно водный в верхних частях коры, а с глубиной в них возрастает содержание углекислоты.

Флюиды оказывают механическое и физико-химическое воздействия на развитие сдвиговых деформаций. Согласно критерию Мора – Кулона касательное напряжение τ , необходимое для реализации сдвига зависит от сцепления породы c , нормального напряжения σ , флюидного давления p_ϕ и коэффициента трения f :

$$\tau = c + (\sigma - p_\phi) f.$$

Если нормальное напряжение равно литостатической нагрузке p_l , то при $p_\phi \approx p_l$ (отношение $\lambda = p_\phi / p_l \rightarrow 1$) коэффициент трения снижается до

нуля, что облегчает сдвиговые деформации. Подобное влияние флюидного давления на деформации пород было положено в основу дилатантно-диффузионной модели подготовки землетрясения [Scholz et al., 1973]. Некоторые положения этой модели, в частности механизм преобразования мелких дилатантных трещин в протяженный сейсмический разрыв, подвергались критике. Модель не учитывает также условия водонасыщенности пород,

Под действием высокого флюидного давления происходят гидроразрывы и усиливается расщепление массива пород. В результате сокращается общая площадь ненарушенных связей (перемычек между трещинами) и возрастают напряжения сдвига по площади сохранившихся связей. Если трещины заполнены жидкостью, то можно вывести соотношение:

$$\frac{\tau' - \tau}{\tau} = \frac{m}{1 - m} \left(1 - f \frac{\sigma - p_\phi}{\tau} \right),$$

где τ' – новое напряжение сохранившихся связей на сдвиг, m – коэффициент, характеризующий долю рабочей площади сечения, затронутую трещинами. Из формулы следует, что при увеличении флюидного давления относительный рост напряжений сдвига по площади сохранившихся связей также увеличивается, что способствует развитию сдвиговых деформаций.

Среди физико-химических воздействий флюидов на прочность и деформируемость горных пород основное место принадлежит эффекту Ребиндера. Адсорбционное снижение прочности происходит под влиянием поверхностно-активных веществ, к которым относятся вода, водные растворы и расплавы пород. Воздействие таких веществ приводит к диспергированию горных пород, развитию пластических деформаций, хрупкому разрушению [Сальников, Траскин, 1987]. Достаточно быстрое снижение прочности достигается, если в вершину растущей трещины проникает очень тонкий слой жидкости, что особенно важно в условиях малой водонасыщенности, характерных для глубоких горизонтов консолидированной коры. За счет эффекта Ребиндера усиливается механическое воздействие флюида на разрушение пород, в частности при образовании сдвиговых деформаций. Автором было высказано предположение, что эффект Ребиндера влияет на развитие деформаций, предшеств-

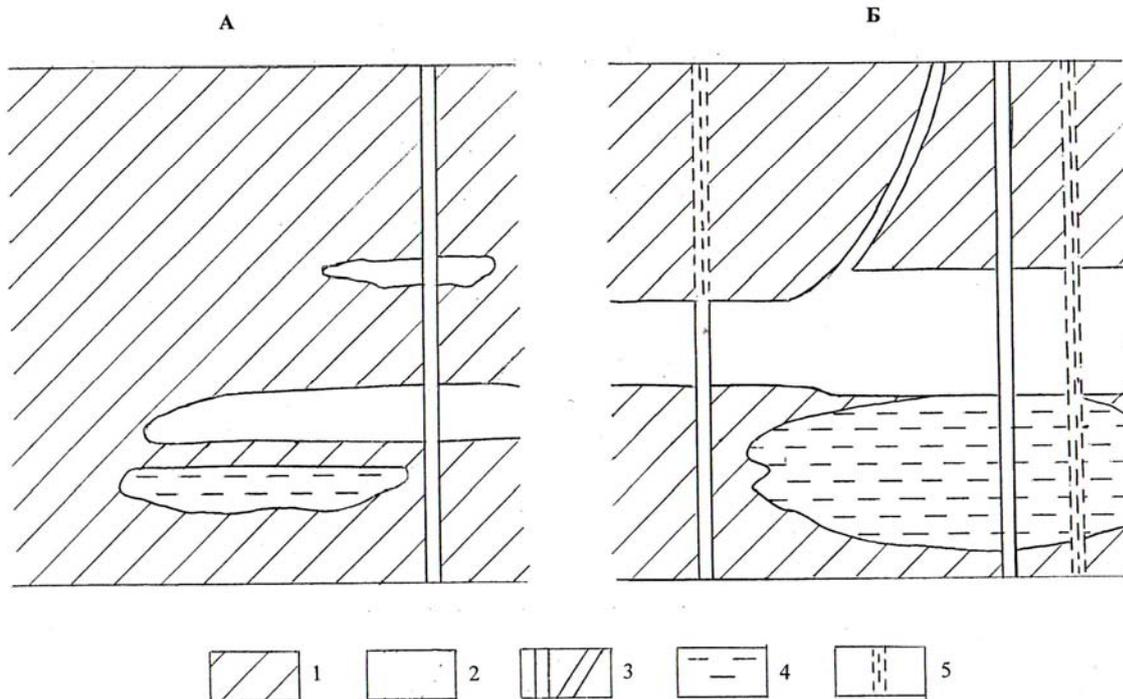


Рис. 1. Принципиальные схемы флюидных систем консолидированной коры. Флюидные системы: А – древних платформ и кристаллических щитов, Б – областей мезо-кайнозойской складчатости. 1 – массивы с низкой проницаемостью, практически сухие; флюидонасыщенные тела и элементы флюидных систем: 2 – субгоризонтальные зоны (волноводы и электропроводящие слои), 3 – субвертикальные и наклонные зоны (разломы), 4 – отражающие горизонты с рассеянными скоплениями флюидов, 5 – зоны рассланцевания

вующих главному разрыву в очагах землетрясений [Киссин, 1971]. Флюидное давление p_f в консолидированной коре близко к величине литостатического давления p_l . Флюиды служат фактором перераспределения напряжений в достаточно мощных толщах или зонах разломов. Поскольку градиент флюидного давления примерно в 2.5 раза ниже, чем градиент литостатического давления, в проницаемой толще p_f растет с глубиной медленнее, чем p_l (рис. 2). Возможны разные варианты изменения p_f с глубиной: кривая *a* (градиент гидростатического давления) соответствует условиям хорошей гидравлической связи между разными частями слоя; кривые *b*, *v* (градиент выше гидростатического, но ниже литостатического) отвечают условиям пониженной проницаемости среды, когда в нижней части слоя имеется источник высокого давления. Если p_f в нижней части слоя приближается к p_l , то в верхней части оно будет превышать этот уровень. Особенности кривых *a*, *b* – значения p_f в верхней части слоя более близки к величине p_l , чем в нижней, а показатель λ у кровли слоя наиболее близок к 1. Таким образом, в верхней части проницаемых толщ (горизонтальных элементах флюидных систем), представлен-

ных волноводами или электропроводящими слоями, создаются благоприятные условия для развития трещин гидроразрыва и сдвиговых деформаций. Такое воздействие флюидов приводит к образованию ослабленной зоны в верхних горизонтах волноводов и электропроводящих слоев. Этим можно объяснить подвижки в горизонтальной плоскости, по которым происходят взаимные смещения верхних и нижних частей земной коры [Лобковский, 1988]. Воздействие флюидов на деформационные процессы возможно даже на участках, где изначально отсутствовали свободные флюиды: сдвиговые подвижки сопровождаются повышением температуры и при определенных РТ-условиях могут привести к активизации метаморфических процессов и переходу в свободное состояние химически связанной воды. При этом дальнейшие деформации развиваются уже в двухфазной среде. Скорость дегидратации увеличивается под действием эффекта Ребиндера в результате диспергирования пород до милонитового состояния. Это диспергирование и соответствующее ускорение метаморфических реакций происходят в узких зонах сдвигового течения, где локализуются квазипластические деформации [Ребецкий, 2006].

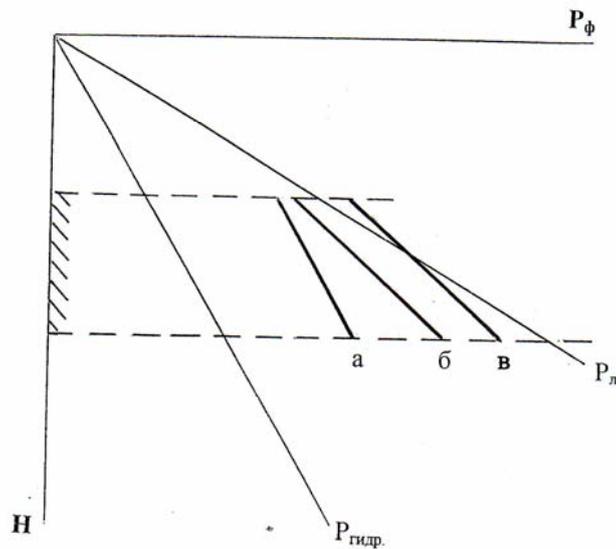


Рис. 2. Изменения с глубиной флюидного давления в пределах горизонтального проводящего или низкоскоростного слоя (штриховка). Пояснения в тексте

Между состоянием флюидов и развитием сдвиговых нарушений имеется тесная взаимосвязь, которая осуществляется по механизму самоорганизации [Киссин, 2006]. Схема такой взаимосвязи показана на рис. 3. Под воздействием флюидов происходит механическое и физико-химическое (эффект Ребиндера) снижение прочности пород, прежде всего уменьшение сопротивления сдвигу. В результате активизируются подвижки, которые, в свою очередь, создают условия для дилатантного увеличения пор и трещин, а также притока флюидов. При выделении тепла в результате подвижек повышается температура, это приводит к усилению метаморфической дегидратации пород; дополнительное выделение воды и рост флюидного давления сопровождаются снижением эффективного напряжения, что способствует дальнейшему развитию сдвиговых деформаций. Механизм самоорганизации реализуется посредством «взаимного возбуждения»: флюидные потоки активизируют деформационные процессы, а последние приводят к усилению миграции флюидов, причем инициирующим может быть каждый из этих факторов. По-видимому, тектонические подвижки совместно с метаморфическими процессами создают условия для процессов самоорганизации, которые обеспечивают широкое распространение и длительное существование субгоризонтальных

элементов флюидных систем (волноводов и электропроводящих слоев). Можно утверждать, что *широкое распространение в коре различных геоструктур таких элементов флюидных систем и соответствующих геофизических неоднородностей является наиболее веским доказательством субгоризонтальных движений в средних и нижних частях земной коры.*

Серьезным подтверждением существенного влияния флюидов на сдвиговые деформации служат возбужденные (наведенные) землетрясения, которые спровоцированы сильными нарушениями естественного водного режима: заполнением крупных водохранилищ, закачкой воды в глубокие горизонты, эксплуатацией нефтяных и газовых месторождений. Насчитывается несколько десятков таких событий, причем большая их часть – это «плотинные» землетрясения. Подобные землетрясения достаточно хорошо известны, поэтому коснемся здесь лишь некоторых основных особенностей возбужденных землетрясений. При заполнении водохранилища флюидное давление в зоне потенциального очага землетрясения зависит от уровня воды в водохранилище и условий передачи напора. Такие землетрясения происходили преимущественно в районах глубоких (более 100 м) водохранилищ. Хорошая корреляция между показателями сейсмической активности и возрастом давления

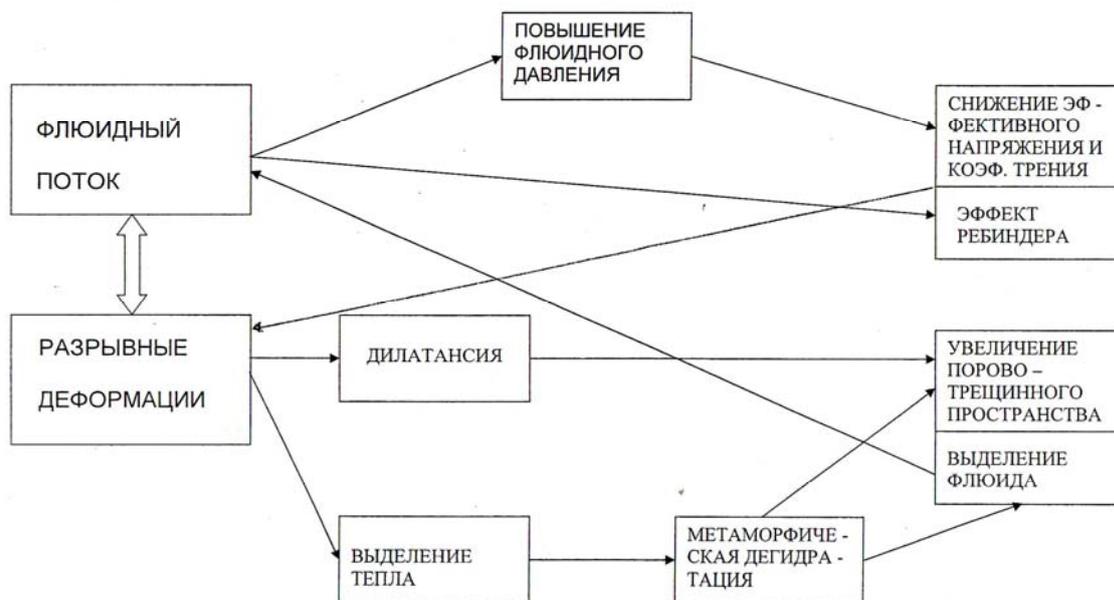
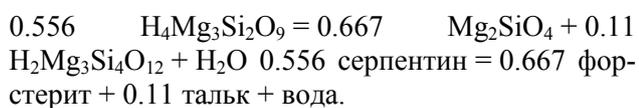


Рис. 3. Схема взаимных связей между флюидными потоками и разрывными деформациями

глубинных флюидов подтверждена многочисленными наблюдениями в районах нагнетательных скважин, где происходили возбужденные землетрясения. Наиболее ярким примером является эксперимент проведенный на нефтяном месторождении Рейнджли в США, где была установлена четкая зависимость месячных сумм толчков от от нагнетания или откачки воды [Raleigh et al., 1976]. К сожалению, дальнейшие эксперименты в этом направлении, открывающие возможности контроля землетрясений, пока не получили развития.

Автором было высказано предположение, что метаморфические процессы, происходящие с выделением или поглощением флюидов, оказывают существенное влияние на сейсмогенез. При этом основными факторами являются: объемные эффекты метаморфических реакций и воздействие водного флюида при образовании сейсмических разрывов. [Киссин, 1996]. Известно, что в большинстве реакций дегидратации объем образовавшихся продуктов, твердых и флюидов $V_{\text{общ}}$, в сумме больше, чем объем исходных минералов ($\Delta V_{\text{общ}} > 0$), а разница объемов твердых веществ $\Delta V_s < 0$, т.е. объем твердого скелета в результате реакции уменьшается [Маракушев, 1968]. Одним из примеров таких реакций служит дегидратация серпентина:



В этой реакции $\Delta V_s = -16.43 \text{ см}^3$, $\Delta V_{\text{общ}} = 54.7 \text{ см}^3$ при $T = 504^\circ\text{C}$ и $P = 500 \text{ атм}$.

Была предложена метаморфогенная модель землетрясений, которая основана на объемных эффектах метаморфических реакций и воздействии воды на прочность среды при подготовке очага. Согласно этой модели [Киссин, 1996], очаги землетрясений образуются на контакте блоков земной коры с различными условиями дегидратации пород (рис. 4). Допустим, что контактируют два блока, из которых один отличается большей скоростью дегидратации и, следовательно, высокой водонасыщенностью, а в другом – скорость дегидратации низкая и малая водонасыщенность. Различия скоростей дегидратации и соответствующих объемных эффектов в соседних блоках определяют развитие касательных напряжений на контакте блоков, могущих привести к сейсмогенному разрыву. На формирование очага землетрясения влияет также приток воды, поступающей при дегидратации под высоким давлением в зону формирующегося или существующего разрыва, что приводит к снижению прочности среды и способствует развитию сдвиговых деформаций.

Рассмотрены два варианта такой модели. Первый относится к условиям, когда отток воды при дегидратации облегчен, что происходит при наличии проницаемых разломов (рис. 4, а). В этом случае выделение флюида не приводит к большим изменениям напряжений. Касательные напряжения на контакте между блоками, которые могут привести к развитию сейсмогенного разрыва, возникают только за счет разницы объемов твердых веществ. Второй вариант образования сейсмогенного разрыва характерен для обста-

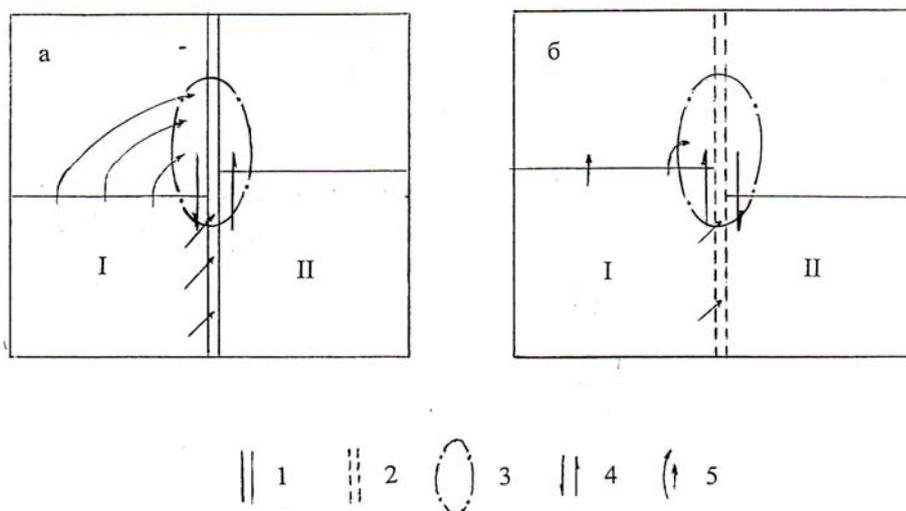


Рис. 4. Концентрация очагов землетрясений на контактах блоков земной коры с различными условиями дегидратации пород. Варианты: *a* – с облегченным оттоком, *б* – с затрудненным оттоком флюидов из области дегидратации. *I, II* – блоки: *I* – с высокой, *II* – с низкой скоростями дегидратации пород. 1 – разлом проницаемый; 2 – разлом с низкой проницаемостью; 3 – зона концентрации очагов землетрясений; 4 – направления взаимных смещений блоков; 5 – пути удаления флюидов и их инъекций в очаговую зону

новки низкой проницаемости среды, когда отток флюидов, которые выделяются при дегидратации, затруднен. При этом объемные эффекты зависят от разницы между объемами продуктов реакции (твердых и флюидов) и минералов, вступающих в реакцию. Разница приращений объемов продуктов реакции в блоках, где дегидратация происходила с различной скоростью, создает касательные напряжения, под действием которых может образоваться сейсмогенный разрыв (рис. 4, б). Здесь, так же как и в предыдущем случае, развитию деформаций способствует приток высоконапорного флюида, который проникает в зону формирующегося очага по трещинам гидроразрыва. В обоих случаях касательные напряжения и связанные с ними сейсмогенные дислокации образуются не только в блоках, подверженных дегидратации, но и в покрывающей толще. Поскольку процессы дегидратации развиваются в субгоризонтальных элементах флюидных систем (волноводах и электропроводящих слоях), они являются источником высоконапорного флюида, поступающего в формирующиеся очаги землетрясений. Таким образом, существует двойкий механизм воздействия метаморфической дегидратации пород на сейсмический процесс: образование высоких касательных напряжений и снижение прочности пород в зоне очага при поступлении в нее воды под высоким давлени-

ем. Аналогичный механизм может действовать и в глубоких горизонтах осадочной толщи, где отсутствуют условия для метаморфических реакций. Здесь напряжения возникают в результате контрастных различий обезвоживания и гравитационного уплотнения пород в сопредельных блоках, и при этом выделяется вода под высоким давлением.

Применительно к метаморфогенной модели очага Ю.Л. Ребецкий [2006] считает, что в определенных условиях реакция дегидратации может приобретать взрывной характер. При этом он ссылается на эксперименты с образцами из порошкообразных солей металлов, когда при высоком уровне сдвиговых напряжений дегидратация происходила в виде взрыва [Ениколопян и др., 1987]. Конечно, подобный ход реакции в условиях развивающегося очага землетрясения пока можно рассматривать лишь гипотетически, но, если его вероятность получит подтверждение, мгновенный выброс в зону очага высоконапорного флюида должен оказать существенное влияние на механизм землетрясения. При этом остается неясным, как будет развиваться сверхбыстрая (взрывная) дегидратация в условиях активного разлома. Кроме того, такая дегидратация, очевидно, затронет только узкий диспергированный слой вдоль плоскости подвижки, и малый объем дегидратируемого материала может

обеспечить лишь очень ограниченное выделение высоконапорного флюида.

На основе метаморфогенной модели землетрясений получают вполне удовлетворительное объяснение данные о распределении очагов землетрясений в земной коре и соотношениях сейсмоактивных зон с геофизическими неоднородностями и флюидными системами. Результаты наших исследований, касающихся сейсмоактивных регионов Северного Тянь-Шаня и Байкальского рифта [Киссин, 2001], свидетельствуют о следующих особенностях распределения очагов землетрясений в консолидированной коре. Очаги эти концентрируются преимущественно над субгоризонтальными элементами флюидных систем (геофизических неоднородностей) или в верхних их частях, в местах перепадов глубин кровли этих систем и сочленениях зон с контрастными различиями показателей температуры, электропроводности, скоростей и поглощений сейсмических волн. Именно на таких участках, согласно метаморфогенной модели, развиваются сейсмогенные разрывы. Аналогичный характер распределения очагов землетрясений был установлен в ряде других сейсмоактивных областей. Такие соотношения между сейсмоактивными зонами земной коры и ослабленными флюидонасыщенными слоями полностью соответствуют предложенной метаморфогенной модели землетрясений.

Изложенные данные позволяют сформулировать выводы, касающиеся участия флюидов в формировании сдвиговых деформаций.

1. Сдвиговые дислокации часто развиваются в

двухфазной среде, что определяется наличием водных флюидов в осадочном покрове и довольно значительных объемах консолидированной коры. В изначально сухих породах возможно выделение флюидов при сдвиговых подвижках, если под действием фрикционного тепла происходит метаморфическая дегидратация пород; дальнейшие деформации происходят уже в двухфазной среде.

2. Под влиянием флюидов происходит механическое и физико-химическое снижение прочности среды и перераспределение напряжений, эти изменения условий, влияющих на развитие деформаций, приводят к усилению последних.

3. Взаимодействие флюидов и сдвиговых процессов осуществляется по механизму самоорганизации, при этом под влиянием флюидов активизируется развитие сдвигов, что способствует выделению флюидов и усилению их миграции.

4. Роль флюидов в сдвиговых смещениях находит однозначное подтверждение по результатам изучения многочисленных возбужденных землетрясений, которые можно рассматривать как крупномасштабные натурные эксперименты.

5. С учетом влияния флюидов на сейсмические процессы предложена метаморфогенная модель землетрясений, согласно которой неравномерное развитие метаморфических реакций и выделение флюидов приводят к формированию сейсмических очагов. Такая модель подтверждается многочисленными данными о преимущественном распределении очагов коровых землетрясений над кровлей или в верхних частях флюидонасыщенных волноводных и электропроводящих зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А.* Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // Доклады АН СССР. 1987. Т. 29, № 3. С. 87-890.
- Киссин И.Г.* Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 3. С. 39-48.
- Киссин И.Г.* Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 679-682.
- Киссин И.Г.* Метаморфогенная модель сейсмоактивного слоя континентальной земной коры // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 53-59.
- Киссин И.Г.* Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3-18.
- Киссин И.Г.* Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 85-104.
- Лобковский Л.И.* Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 1. С. 62-67.
- Маракушев А.А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука. 1968. 200 с.
- 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.
- Сальников Д.И., Траскин В.Ю.* Основные представления физико-химической геомеханики // Изучение тектонических деформаций. М.: 1987. С. 33-83.
- Raleigh C.B., Healy J.H., Bredehoeft H.D.* An experiment in earthquake control at Rangely, Colo-

rado // Science. 1976. V. 191, № 4233. P. 1230-1237.
Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake

prediction: a physical basis // Science. 1973. V. 181. P. 803-810.

АНОМАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР СОВРЕМЕННЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В РАЙОНЕ СААМСКОГО РАЗЛОМА (ХИБИНЫ)

А.А. Козырев¹, Э.В. Каспарьян¹, Д.В. Жиров², Ю.Г. Смагина¹

¹ – Горный институт КНЦ РАН, kasp@goi.kolasc.net.ru

² – Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; zhirov@geoksc.apatity.ru

АННОТАЦИЯ

По результатам многолетней серии наблюдений в природно-техногенной системе «Хибинь» выявлен аномальный характер современных дифференцированных движений в районе Саамского разлома. Показано устойчивое воздымание внутренней зоны разлома по отношению к вмещающему массиву пород при незначительных знакопеременных флуктуациях. Такой характер

Хибинский массив является крупнейшим щелочным массивом центрального типа в мире и одновременно с этим уникальным, по запасам и качеству сырья, сырьевым источником фосфора, титана, высокоглиноземистых минералов и редких элементов. Более 75 лет эксплуатируются многочисленные апатит-нефелиновые месторождения мирового класса по запасам (0.1-1 миллиарда т P_2O_5) [Каменев, 1989; Геология..., 2002].

В результате проведения горных работ с момента начала разработок перемещено более 1.5 миллиарда кубических метров горных пород, а сами рудники, как подземные, так и карьеры настолько сблизились между собой, что образуют практически непрерывное геомеханическое пространство на протяжении более 20 км (рис. 1).

Вся горная инфраструктура, а также обогатительные фабрики, энергетические и транспортные объекты находятся в сложном функциональном и экологическом взаимодействии между собой и окружающей природой и образуют единую крупную природно-техническую систему «Хибинь». При этом по мере развития горного производства наблюдается постоянное усиление техногенных воздействий на окружающую среду, что проявляется, прежде всего, в дифференцированных подвижках отдельных структурных блоков, повышении уровня напряженности некоторых из них, формировании на дневной поверхности больших зон обрушения, трещин отрыва, повышении общего уровня сейсмичности, реализации крупных горных и горно-тектонических ударов, возникновении техногенных землетрясений. При этом наиболее мощные динамические явления приурочены, как правило, к зонам наибольшей активности горных работ.

На наиболее проблемных участках природно-технической системы организован мониторинг

деформаций массива пород в районе Саамского разлома, скорее всего, вызван воздействием высоких субгоризонтальных напряжений и одновременным влиянием техногенных факторов, в частности неравномерности отработки участков месторождений на Кировском и Юкспорском флангах рудника.

современных дифференцированных движений структурных блоков с целью контроля их геомеханического состояния и прогноза динамических проявлений горного давления. На одном из таких участков – на Саамском карьере месторождения Кукисвумчорр по результатам многолетней серии наблюдений выявлен аномальный характер современных дифференцированных движений по крупной тектонической структуре – Саамскому разлому.

Саамский карьер пересечен одноименным вертикальным разломом, который является радикальным по отношению к массиву и простирается вкрест структуры месторождения. Он представляет собой неоднородную зону дробления, катаклаза и милонитизации мощностью в пределах карьера от нескольких до 136 м, внутри которой находятся многочисленные блоки, линзы и грубообломочные куски окисленных (шпреуштейнезированных) вмещающих горных пород. По падению разлом прослежен в карьере и в подземных выработках Кировского рудника более чем на 200 м. Пликативных структур, а также явных проявлений реологии внутри зоны разлома не отмечено.

В 1990 г. Горным институтом КНЦ РАН и ОАО «Апатит» в подземных выработках Кировского рудника на горизонте +252 м был заложен первый нивелирный полигон из 47 пунктов (к настоящему времени доступны 38 реперов) и с 1991 г. начаты регулярные нивелирные наблюдения. С 1998 г. начаты измерения на нивелирном полигоне гор.+172 м, состоящем из 39 пунктов. К концу 2006 года выполнено 54 цикла на гор.+252 м и 34 цикла измерений на гор.+172 м. Частота проведения наблюдений составляла от 14 до 393 дней.

Поскольку нивелирные наблюдения обеспечи-

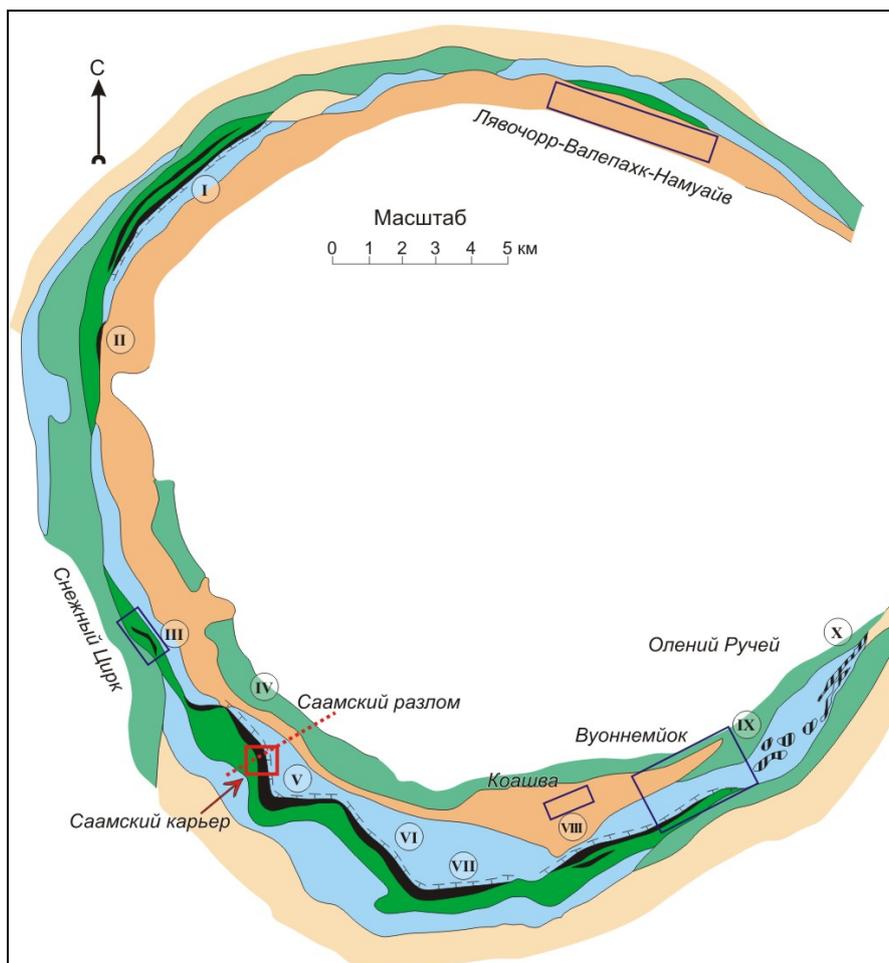


Рис. 1. Схема расположения апатито-нефелиновых месторождений

вают измерение перемещений только в вертикальном направлении, для получения более полной картины изменения состояния контролируемого массива пород, начиная с 1995 г., нивелирные полигоны были дополнены светодальномерным полигоном в Саамском карьере (7 циклов наблюдений по 3-5 пунктам до 2003 г.).

Кроме того, в 2003 г. на гор.+252 м непосредственно в районе Саамского разлома был заложен подземный светодальномерный полигон из 6 пунктов (15 циклов наблюдений). Выбор места заложения полигона определен по результатам нивелирных наблюдений на участке самого активного деформирования массива пород. Общая схема измерительных полигонов представлена на рис. 2.

Определения вертикальных смещений реперов выполнялось методом высокоточных повторных нивелирований, практически соответствующих наблюдениям на государственных сетях II класса. Отличия заключались в более жестких требованиях к расхождениям превышений в прямом и обратном направлениях и невозможности выполнения требования о прохождении визирного луча не ближе 1 м от поверхности выработки. Предельная величина невязки при наблюдениях

принималась равной $\pm 3 \text{ мм } \sqrt{L}$ (L – расстояние в км).

Обработка наблюдений нивелирных измерений заключалась в вычислении превышений реперов, которые затем обрабатывались с помощью электронных таблиц. Это позволяло выполнять весь комплекс камеральной обработки на компьютере и представлять результаты в виде ведомостей относительных отметок и графиков относительных смещений реперов или их производных, например, скоростей смещений реперов по всему полигону в целом или для любого отдельно взятого репера на любой момент времени.

На светодальномерных полигонах расстояния между пунктами измерялись с помощью лазерного светодальномера «Мекометр-5000» (ME-5000) производства швейцарской фирмы «Керн», который специально предназначен для высокоточных геодезических линейных измерений в диапазоне от 20 м до 8000 м. Процесс измерения расстояний и регистрации получаемых данных полностью автоматизирован.

На основании многолетнего опыта выполнения подобных измерений в условиях различных горнорудных предприятий и сооружений [Опыт..., 2001] разработана методика высокоточных изме-

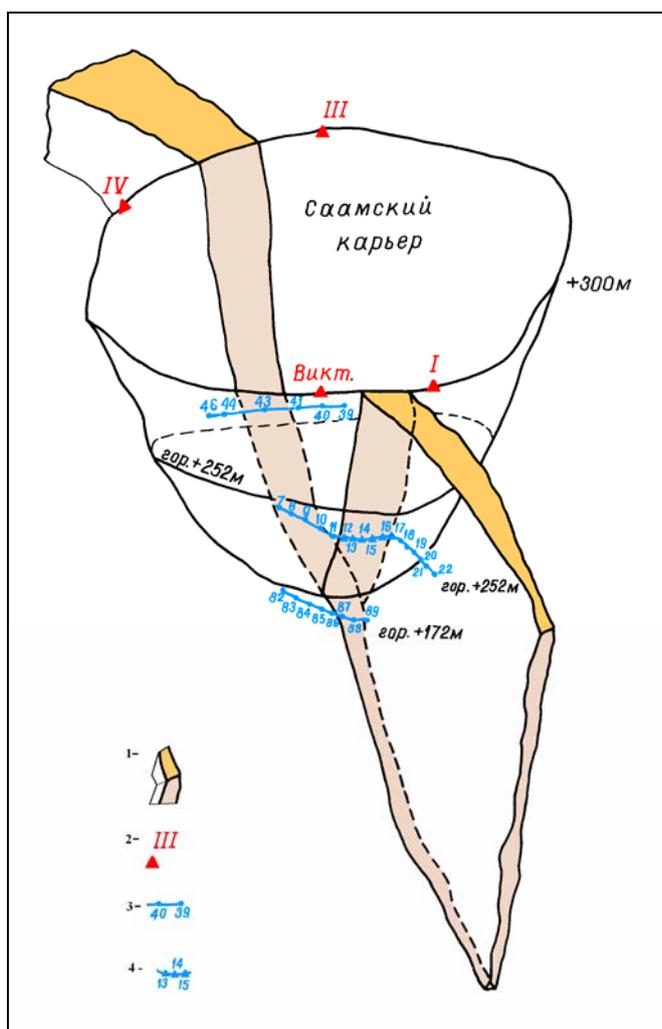


Рис. 2. Общая схема расположения нивелирных и светодальномерных полигонов в районе Саамского разлома (Кировский рудник, ОАО «Апатит»).

1 – Саамский разлом; 2 – пункты наземного светодальномерного полигона в Саамском карьере; 3 – пункты подземных нивелирных полигонов непосредственно в районе Саамского разлома; 4 – пункты подземного светодальномерного полигона на гор.+252 м

рений длин линий, а также разработана компьютерная программа по обработке и хранению данных измерений. При этом в качестве основной методики наблюдений принято измерение каждой линии тремя приемами, состоящими из четырех отсчетов. По каждому приему осуществлялся контроль результатов измерений: если отсчеты между наибольшим и наименьшим значениями отличаются менее чем на 1 мм/км, то измерения считаются качественными. При этом на местах установки прибора и отражателя на момент проведения наблюдений фиксируются метеорологические параметры: температура, влажность воздуха и давление, которые учитываются при камеральной обработке в виде поправок в измеренное расстояние.

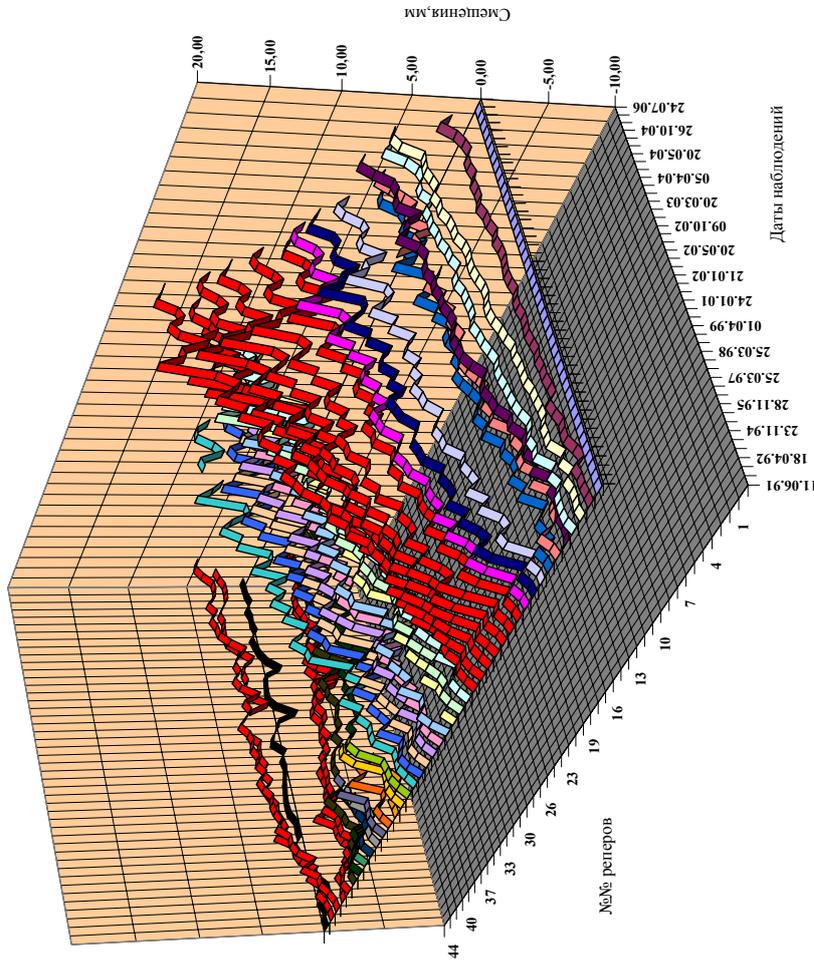
На дисплее прибора высвечивается измеренное расстояние в метрах с точностью до четвертого знака после запятой, относящееся к нормальной атмосфере (15°C, 760 мм рт.ст.). Обработка результатов наблюдений заключается в вычислении поправок на реальные атмосферные условия, которые вычисляются по формуле Оуэнса, рекомендованной в инструкции к инструменту. Формула справедлива в диапазоне температур от

–23°C до +47°C и при давлении от 0 ГПа до 4050 ГПа (3000 мм рт.ст.). Для определения поправок разработан специальный алгоритм вычисления.

В 2006 году была выполнена тарировка светодальномера на образцовом базисе Центрального научно-исследовательского института геодезии и картографии (г. Москва) и выведена абсолютная величина среднеквадратической погрешности наблюдений, которая находится в пределах (+0,38 мм +0.68·10⁻⁶ D), где D – измеряемое расстояние в км.

По результатам многолетних наблюдений выявлено устойчивое воздымание внутренней зоны разлома по отношению к вмещающему массиву пород при незначительных знакопеременных флуктуациях. Следует отметить, что вертикальные смещения реперов (рис. 3, 4) и соответственно скорость поднятия увеличиваются по мере приближения к зоне разлома. При этом максимальные значения дифференцированных смещений отмечены в центральной зоне разлома и зоне массива пород, непосредственно примыкающей к крыльям разлома [Сейсмичность..., 2002]. Показательно, что дифференциация относительных

а)



б)

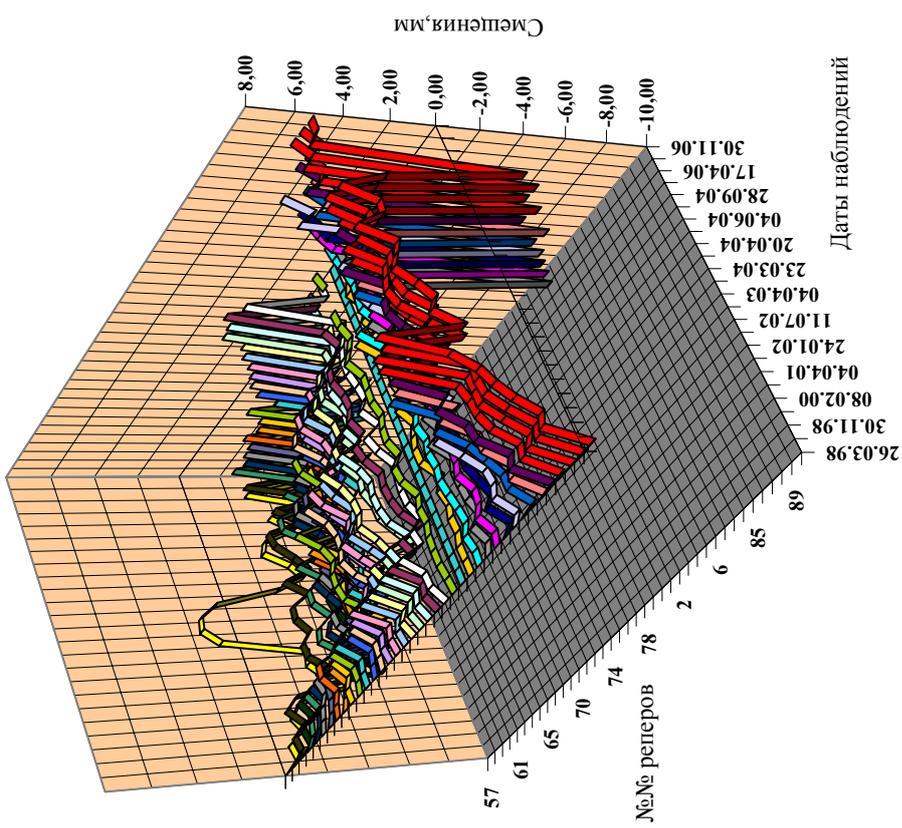


Рис. 3. Графики смещений реперов нивелирных полигонов Кировского рудника от базисного цикла: а). гор.+252 м; б). гор.+172 м. (красным цветом выделены реперы, находящиеся в зоне разлома)

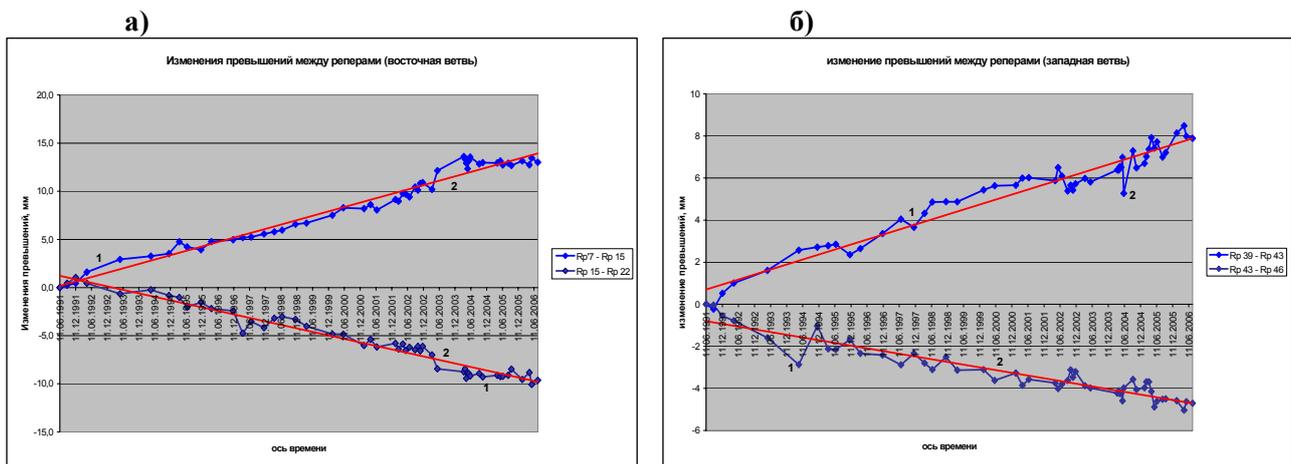


Рис. 4. Изменения превышений между реперами подземного нивелирного полигона в районе Саамского разлома на гор.+252 м Кировского рудника ОАО «Апатит» за период 1991-2006 гг.
 а – восточная ветвь полигона; б – западная ветвь полигона

смещений наблюдается не только в поперечных сечениях, но также и продольно, вдоль разлома (рис. 5).

На фоне общей тенденции поднятий реперов в контролируемой области массива пород наблюдаются знакопеременные флуктуации смещений и их скоростей в анализируемом временном ряду, которые намного превышают погрешности измерений, что соответствует общим представлениям о закономерностях деформирования массивов скальных пород. Накопленное за период наблюдений (1991-2006 гг) относительное вертикальное перемещение внутренней части разлома составило +8 мм для западного профиля (вкrest разлома) и более +14 мм для восточного. По этим результатам впервые удалось определить кинематические параметры Саамского разлома, в частности, скорости смещений (поднятий) материала-заполнения, которые оказались весьма стабильными и равными соответственно для восточной и западной ветвей полигона 0.04 и 0.06 мм/мес. или 0.48 и 0.72 мм/год.

При этом необходимо особо подчеркнуть, что эти скорости являются относительными и характеризуют поднятия материала-заполнения разлома относительно вмещающих пород.

В то же время светодальномерные измерения не выявили сколь – либо существенных смещений закономерного характера между реперами в горизонтальном направлении (рис. 6). Также не обнаружено заметных вертикальных смещений краев (крыльев) разлома друг относительно друга.

Поднятия материала-заполнения разлома зафиксированы и на полигоне гор. +172 м (рис. 7). Здесь скорости поднятий также достаточно стабильны и составляют 0.02 мм/мес. или 0.24 мм/год. Меньшая величина скорости может быть обусловлена меньшим влиянием горных

работ на данном горизонте в непосредственной близости от разлома.

По-видимому, такой парадоксальный механизм не может быть объяснен ни только действием значительных горизонтальных тектонических напряжений, ни только техногенными воздействиями.

Исходя из этого, в качестве рабочей гипотезы принята модель выдавливания разрушенных пород за счет поступательных взбросо-надвиговых движений в направлении, продольном по отношению к плоскости разлома, с последующим перераспределением напряжений в зоне разлома и окружающем массиве пород, которое в свою очередь может вызывать неравномерное и неоднородное перемещение (в т.ч. по вертикальной составляющей) грубообломочных линзовидно-клиновидных кусков и блоков пород центральной части разлома. Такой сложный характер деформаций массива пород в районе Саамского разлома, скорее всего, вызван воздействием высоких субгоризонтальных напряжений и одновременным влиянием техногенных факторов, в частности неравномерностью обработки участков месторождений на Кировском и Юкспорском флангах рудника (рис. 8).

Изучение этого явления продолжается. Для его интерпретации в настоящее время привлекаются методы реконструкции тектонических движений на основе анализа последовательности и кинематики измеренных деформаций массивов пород Саамского и других карьеров Хибин, а также натурных измерений напряженно-деформированного состояния. Аномальный характер деформаций, выявленный по результатам многолетних инструментальных наблюдений, свидетельствует о настоящей необходимости мониторинга опасных динамических явлений и современных дифференцированных движений

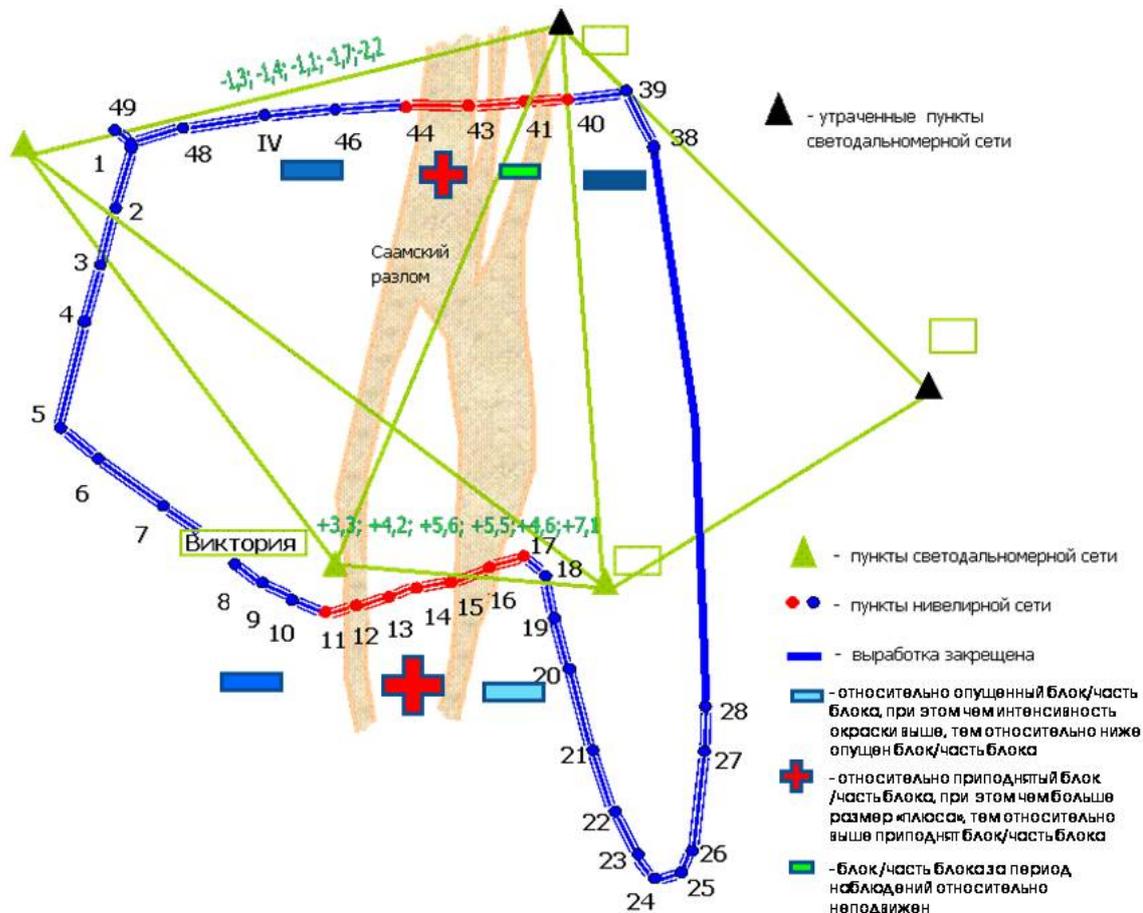


Рис. 5. Характер дифференциации относительных смещений в пределах сети наблюдений на гор.+252 м Кировского рудника ОАО «Апатит»

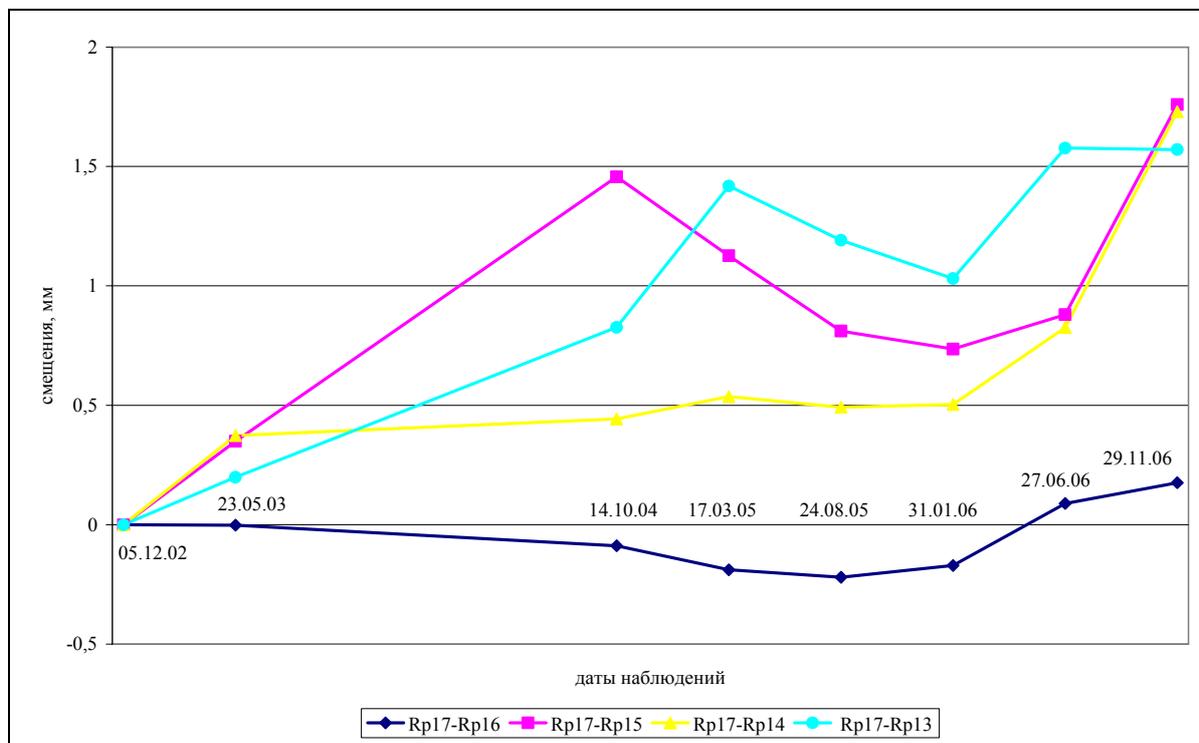


Рис. 6. Горизонтальные смещения реперов от базисного цикла на подземном светодальномерном полигоне гор.+252 м.

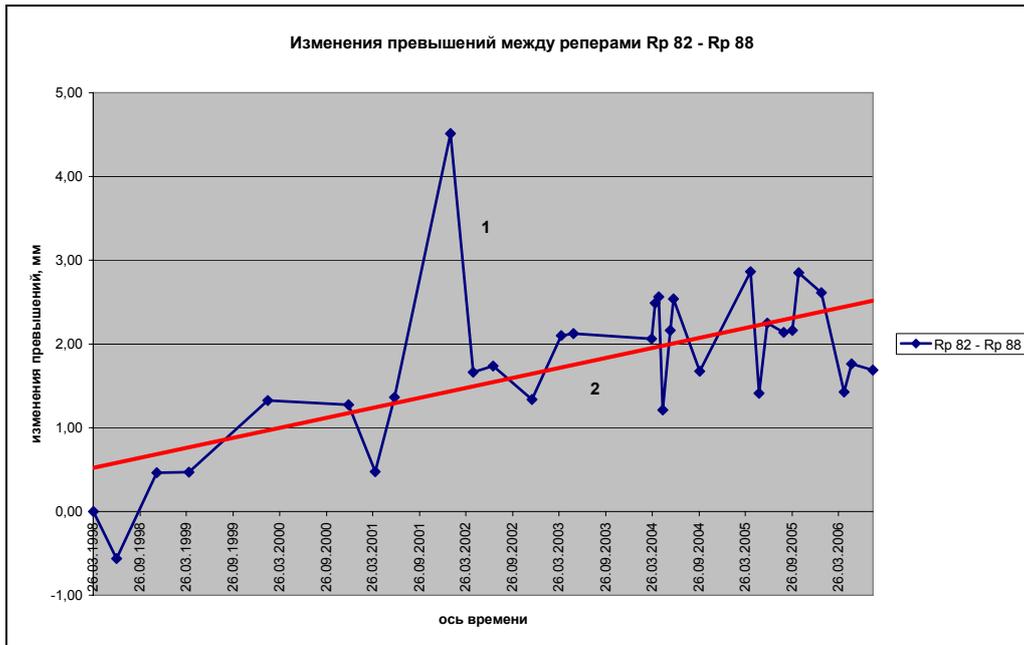


Рис. 7. Изменения превышений между реперами подземного нивелирного полигона в районе Саамского разлома на гор.+172 м Кировского рудника ОАО «Апатит» за период 1998-2006 гг.
 1 – значения превышений по результатам нивелирования в отдельных циклах наблюдений;
 2 – средняя линия, построенная по принципу наименьших квадратов отклонений

а)



б)

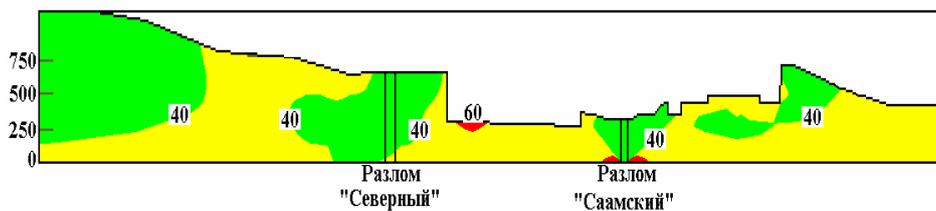


Рис. 8. Схема открытых и подземных горных работ на Хибинских апатитовых рудниках:
 а) Соотношение отработанных объемов месторождений в окрестностях Саамского карьера (Саамского разлома).
 б) Распределение максимальных горизонтальных напряжений в массиве пород (район Саамского и Северного разломов)

массивов пород в природно-техногенных системах, характеризующихся большой активностью горной промышленности и сложной текто-

никой.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 07-05-13579-офи_ц.

ЛИТЕРАТУРА

Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (методическое руководство). Л.: Недра. 1989. 190 с.

Геология рудных районов Мурманской области // Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и Жабин С.В. / Под ред. Митрофанова Ф.П. и Бичука Н.И. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.

Опыт применения высокоточных геодезических

наблюдений для контроля деформационных процессов в массиве горных пород при крупномасштабных техногенных воздействиях / А.А. Козырев, Э.В. Каспарьян, В.А. Мальцев, В.В. Рыбин, Е.Э. Каспарьян, Л.С. Каткова. Зап. СПб.: Гос. горн. Институт. 2001. № 146. С. 9-18.

Сейсмичность при горных работах // Коллектив авторов, под. ред. Мельникова Н.Н. Изд. КНЦ РАН. 2002. 325 с.

ДИНАМИКА ДЕФОРМАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Г.Г. Кочарян

Учреждение Российской Академии наук Институт динамики геосфер РАН, Москва, gevorgk@idg.chph.ras.ru

ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении проблем, связанных с возникновением неустойчивости, ключевым является вопрос о том, что, в конечном итоге, вызывает макроскопическое проявление этого процесса. В случае динамических событий в земной коре таким макроскопическим проявлением чаще всего является относительное смещение некоторых областей массива друг относительно друга. Адекватное описание процессов, происходящих на границах между структурными блоками, представляется необходимым условием для построения современных аналитических и численных моделей, используемых в задачах тектонофизики.

Возникновение динамических событий обычно связывают с изменением поля напряжений в окрестности поверхности будущего разрыва. Поскольку скорость изменений глобального поля напряжений довольно мала ($\sim 10^{-5}$ МПа/год), то естественно предположить, что изменение напряженного состояния, инициирующего динамический процесс, чаще всего связано либо с локальными флуктуациями поля напряжений, либо с изменением свойств разломной зоны.

Пожалуй, наиболее известной моделью, учитывающей динамику характеристик межблокового контакта, является *rate-state friction law* [Dieterich, 1979], в заимствованной из трибологии модели прерывистого скольжения. Снижение силы сопротивления сдвигу со значения, характерного для трения покоя, до значения присущего трению скольжения, можно интерпретировать как «нарушение контакта», а обратный процесс увеличения эффективной прочности со временем можно считать «залечиванием» контакта.

Обычно под «залечиванием» нарушений понимается длительное увеличение эффективной прочности разломов и трещин за счет процессов массопереноса – минерализации, окварцевания и т.д. Понятно, что эти явления происходят за длительное время и их влияние на эффективные характеристики межблоковых контактов не может быть выявлено в ходе эксперимента. Однако результаты последних лет – лабораторные опыты и полевые исследования – показали, что четко выявляются эффекты быстрого изменения прочностных и деформационных характеристик нарушений сплошности – за сотни минут – сотни часов в лабораторном эксперименте и месяцы –

первые годы в полевых исследованиях [Dieterich, 1979; Marone, 1998; Vidale and Li, 2003; Кочарян, Павлов, 2007 и др.]. Речь здесь идет о локальных изменениях, не превышающих 10-15% от характерной прочности контакта.

Как показывают оценки, такие изменения могут оказывать радикальное влияние на пространственно-временное распределение динамических проявлений напряженно-деформированного состояния массива горных пород. На данном этапе еще не сложилось устоявшихся представлений о причинах и закономерностях этой важной составляющей деформационного процесса.

Можно обнаружить множество причин локальных флуктуаций полей напряжений – деформационные процессы в соседних областях, приливные силы, магматические интрузии, сезонные метеорологические факторы, антропогенная активность и т.д. – среди которых стоят несколько особняком «специфические движения, обладающие специфическими временами и скоростями распространения» [Гольдин, 2002]. Речь здесь идет о возмущениях напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры, происходящих с «необычными» скоростями. Распространение фронта деформации в этих процессах происходит довольно медленно – со скоростями $C_T \sim 5 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-2}$ м/с (десятки – сотни километров в год), т.е. на 5-7 порядков ниже скорости упругих волн. Столь «удобная» для наблюдений скорость распространения возмущений, кажется, позволяет в ряде случаев обнаружить изменение НДС коры, обусловленное такими «волнами» деформаций, в некоторых закономерностях изменения пространственно-временного распределения очагов землетрясений [Губерман, 1975; Юдахин, 2000 и др.]. Обращает внимание большое разнообразие направлений распространения таких «волн» и широкий диапазон изменений значений C_T . Необходимо подчеркнуть, что все сведения о подобных возмущениях НДС почерпнуты не из прямых наблюдений, а из интерпретации косвенных данных, а природа таких «тектонических волн» пока не получила однозначного объяснения.

В настоящей работе обсуждаются некоторые результаты модельных экспериментов и натуральных наблюдений, позволяющие прояснить некоторые причины вариаций характеристик разломных зон.

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЙ СВОЙСТВ НАРУШЕНИЙ СПЛОШНОСТИ

Предположение о том, что большинство динамических событий связано с образованием трещин в сплошном материале, автоматически означает, что для восстановления прочности нарушенного участка требуется время, существенно превышающее возможный период наблюдений. При рассмотрении относительного перемещения структурных блоков, т.е. в том случае, когда сила сопротивлению сдвига определяется, главным образом, фрикционным взаимодействием вдоль межблоковой границы, восстановление прочности контакта может происходить за относительно короткие промежутки времени.

В опытах, проведенных нами, исследовались закономерности изменения со временем параметров модельной трещины при различных режимах деформирования.

Деформационные свойства нарушений сплошности удобно характеризовать не модулем деформации геоматериала, как в приближении сплошной среды, а нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткостями:

$$k_n = d\sigma_n / dW_n, \quad k_s = d\tau / dW_s, \quad (1)$$

где σ_n и τ — нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие в окрестности разрыва, а W_n и W_s — относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов.

Нормальная и сдвиговая жесткости, методика измерения которых изложена, например, в работе [Кочарян, Спивак, 2003], более чувствительные характеристики, чем традиционно регистрируемые в подобных экспериментах скорости распространения упругих колебаний. Отметим еще одно существенное преимущество используемого метода. Как известно, в ходе сдвигового деформирования разломной зоны достаточно часто деформационный процесс локализуется в очень узкой области. При этом характеристик материала, заполняющего разлом, могут оставаться практически неизменными. Очевидно, что в этой ситуации средняя скорость распространения волн в разломной зоне останется практически неизменной. В то же время деформационные характеристики разломной зоны могут заметно измениться, что неизбежно отразится на интегральной жесткости разломной зоны. Очевидным примером служит, например, образование очень тонкой локальной трещины.

Согласно [Кочарян, Спивак, 2003] жесткость межблокового контакта может быть определена путем анализа амплитудных и временных характеристик сейсмических колебаний, взаимодействующих с трещиной. Для случая нормального падения на трещину импульса, характерного для

сейсмических волн взрыва или удара, удобно использовать приближенное выражение:

$$k_n \cong \frac{\pi \cdot \rho \cdot C_p}{T_p \sqrt{K^2 - 1}}, \quad (2)$$

где T_p — период основных фаз продольной волны, а K — коэффициент гашения колебаний, т.е. отношение максимальных амплитуд скоростей смещения до и после нарушения — параметр надежно измеряемый в эксперименте.

Модель представляла собой разделенный на три части и сжатый нормальной, по отношению к нарушениям сплошности, нагрузкой N стержень квадратного сечения (80×80 мм²) длиной около 5 м, отлитый из смеси расплава тиосульфата натрия с гранитной крошкой. Этот материал имеет физико-механические характеристики, близкие к соответствующим значениям для скальной породы. Подвижным элементом исследуемой системы служил блок размером $80 \times 80 \times 80$ мм³. Более подробно описание установки приведено, например, в [Кочарян, Спивак, 2003].

В ходе опытов, путем измерения параметров колебаний, возбуждаемых ударами стального шарика по торцу стержня, контролировалось изменение нормальной жесткости k_n трещин, ограничивающих блок. Последние представляли собой слой кварцевого песка (средний размер песчинки около 300 мкм) толщиной 2 мм. В такой постановке эксперимента удобно оценивать интегральную нормальную жесткость системы, состоящей из двух трещин, т.к. выделить волны, взаимодействующие с каждой из трещин, затруднительно в силу малого размера блока. Этот параметр обычно коррелирует и с другими деформационными и прочностными характеристиками нарушений сплошности такими, как сдвиговая прочность F_p и сдвиговая жесткость контакта. Справедливости ради отметим, что соотношения между k_n , k_s и F_p не всегда бывают достаточно простыми. Тем не менее, по результатам измерения нормальной жесткости можно выявить тенденции изменения и остальных характеристик контакта.

В первой серии экспериментов контролировалось изменение жесткости межблоковых контактов при нахождении системы в стационарном состоянии в течение длительного времени. В этих опытах контакт нагружался постоянной нормальной нагрузкой $N = 60$ кг и выдерживался длительное время. В каждом из этих опытов в стержне периодически возбуждалась продольная волна и с помощью датчиков, расположенных до и после нарушения сплошности измерялись ам-

плитудные и временные характеристики колебаний. Далее с помощью соотношения (2) рассчитывалась жесткость системы.

Результаты измерений показаны значками на рис. 1. Величина жесткости в каждом из опытов нормирована на начальное значение. Как видно из приведенных данных, с течением времени жесткость системы постепенно увеличивается, что можно интерпретировать, как «залечивание» трещин. Сплошной линией на графике показана зависимость:

$$k_n = k_{n0} \cdot (1 + 0.22 \lg_{10}(1 + 0.01t)), \quad (3)$$

которая описывает экспериментальные данные с коэффициентом корреляции $R = 0.76$. Время в соотношении (3) измеряется в минутах.

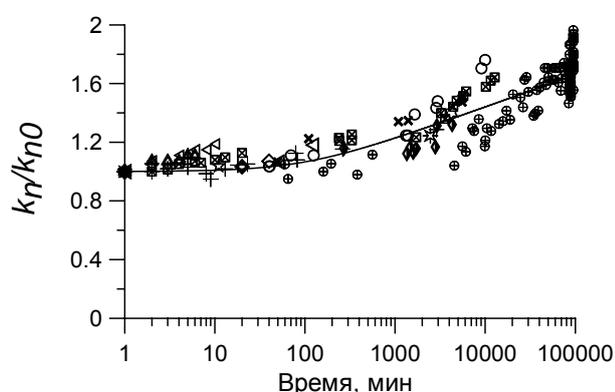


Рис. 1. Зависимость жесткости трещин от продолжительности стационарного контакта

На следующем этапе подвижный блок перемещался относительно неподвижных участков модели с заданной средней скоростью под действием сдвигового усилия T . Постоянство средней скорости смещения в диапазоне от $5 \cdot 10^{-3}$ мкм/мин до 10 мкм/мин обеспечивалось специальным устройством. Перемещение блока регистрировалось с помощью индуктивных датчиков с точностью 0.1 мкм.

Измерения показали, что динамика свойств контактов в значительной степени определяется скоростью деформации. При высокой скорости сдвига значительное снижение жесткости контактов (20-30%) происходило при амплитудах межблокового перемещения в 30-50 мкм, что на порядок меньше диаметра песчинки. В случае приостановки хода деформирования и выдерживания контакта в стационарном состоянии, жесткость системы резко возрастала, однако после возобновления деформирования характеристики контакта быстро возвращались на уровень, достигнутый в результате предыдущего деформационного процесса.

На рис. 2 приведено отношение жесткостей контактов, измеренных до и после эксперимента, в зависимости от скорости межблокового пере-

мещения для трех различных серий опытов. Можно видеть, что при больших скоростях сдвига нормальная жесткость контакта снижается (нарушение контакта), а при малых заметно возрастает («залечивание»). При этом существует характерное значение V_0 скорости межблокового перемещения, при котором свойства контакта остаются практически неизменными.

При изменении на порядок размера зерна заполнителя трещины и вдвое величины приложенного нормального давления величина V_0 оставалась в диапазоне 0.05-0.1 мкм/мин или 25-50 мм/год, что замечательным образом совпадает с верхней границей характерных значений скорости смещения по сейсмогенным разломам. На рис. 3 показана зависимость количества сейсмических событий на единицу длины разлома в зависимости от средней скорости деформации, построенная по данным каталога ANSS для участка Южной Калифорнии с координатами ($32^\circ - 37^\circ$ С.Ш., $114^\circ - 121^\circ$ З.Д.), включающего такие разломные зоны, как San-Andreas, Imperial, Garlock, San Jacinto и т.д. Несмотря на значительный разброс можно видеть, что на тех участках, где скорость смещения по разломам превышает 5-7 мм/год, плотность как мелких, так и значительных событий быстро снижается и при $V_0 > 25$ мм/год динамические события становятся довольно редкими.

Судя по результатам проведенных опытов, изменения деформационных характеристик обусловлены действием, по крайней мере, двух эффектов, имеющих разное происхождение. Первый связан с адгезионной природой фрикционного взаимодействия. Как известно [Scholz, 1990], согласно адгезионной теории прочность макроконтраста определяется произведением характерной прочности адгезии S на суммарную площадь действительного контакта поверхностей A_r . Величина S не зависит от уровня приложенных нормальных напряжений, поскольку, как следует из эксперимента, среднее нормальное напряжение в области каждого микроконтакта величина почти постоянная. Суммарная же площадь действительных контактов пропорциональна величине нормальной нагрузки. В свою очередь в стационарном состоянии площадь каждого микроконтакта увеличивается со временем по логарифмическому закону [Scholz, 1990]:

$$A_{ri} = A_{ri0} + B \cdot \lg(1 + t / \tau), \quad (3a)$$

где τ – характерное время.

В случае относительного перемещения берегов нарушения сплошности, коэффициент перед логарифмом в выражении (3a) является функцией скорости деформирования V . При малых скоро-

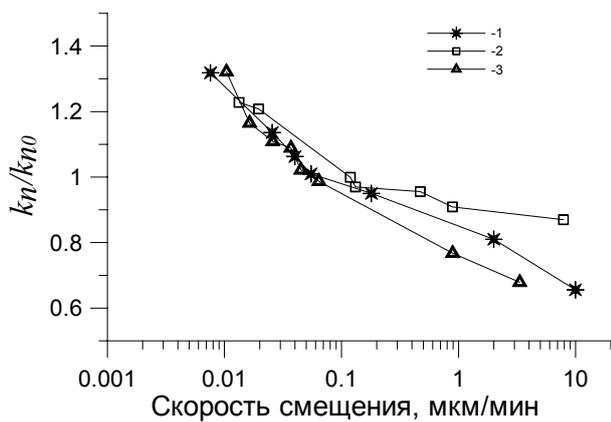


Рис. 2. Зависимость отношения начальных и конечных жесткостей контактов в зависимости от скорости межблокового перемещения для трех различных серий опытов.

1 – заполнитель трещины – кварцевый песок, нормальное сжимающее усилие $N = 600$ н.

2 – кварцевый песок, $N = 1200$ н

3 – корунд $N = 600$ н

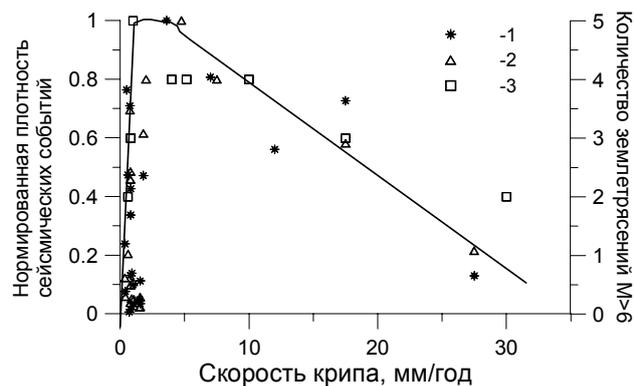


Рис. 3. Зависимость количества сейсмических событий на участке разломной зоны от средней скорости смещения по разлому.

1 – Плотность динамических событий (количество на километр длины, нормировано на максимальную плотность $N_{\max} = 113.1 \text{ км}^{-1}$) с $M > 1$ в период 1932-2007 годы. Полное количество событий $N = 406$ тыс.

2 – То же для $M > 3$ ($N_{\max} = 12.93 \text{ км}^{-1}$). Полное количество событий $N = 19$ тыс.

3 – Количество землетрясений $M > 6$ в 1892-2004 гг. Полное количество событий $N = 26$ шт

стях деформирования, $B(V)$ стремится к положительному значению, соответствующему «трению покоя». Если скорость относительного смещения блоков превышает определенную критическую величину V_0 , то $B(V)$ становится отрицательной, асимптотически приближаясь к значению, соответствующему динамическому трению.

Вторым механизмом, определяющим динамику изменения деформационных характеристик нарушения сплошности, является эффект дилатансии материала трещины, однако этот механизм играет роль лишь при больших амплитудах межблоковых перемещений.

Резкое снижение жесткости при перемещениях в первые десятки микрон и последующее «залечивание» контакта определяется, очевидно, именно адгезионным механизмом, поскольку эффекты разуплотнения при перемещениях на порядок меньших размера частицы незначитель-

ны. При динамических перемещениях порядка 1-2 мм величина жесткости может снизиться очень значительно именно в результате дилатансии заполнителя. Значения жесткости при этом становятся существенно ниже «нормальных» величин.

В наших экспериментах «стандартное» значение нормальной жесткости контакта составляло ~ 40 МПа/мм, в то время как при разуплотнении контакта в результате сдвига эта величина снижалась до 15-20 МПа/мм. Однако при сохранении нормальной нагрузки происходило исключительно быстрое «залечивание» – жесткость контакта восстанавливалась в течение десятков минут. Столь быстрое увеличение жесткости связано, вероятно, с высокой пористостью песка и в реальных горных породах уплотнение дилатантной зоны под действием сжимающих напряжений будет происходить медленнее.

ЛОКАЛЬНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Как отмечалось выше, существует множество причин локальных флуктуаций полей напряжений, среди которых мы, для рассмотрения в этой статье, выделим «медленные» возмущения напряженно-деформированного состояния. Хотя косвенные сведения о подобных «тектонических волнах» приводятся во многих работах, данные о непосредственной регистрации связанных с этими возмущениями вариаций физических параметров нам не известны.

Изменение НДС неизбежно должно сказываться на локальных характеристиках блочной среды и, особенно, на свойствах наиболее податливых межблоковых границ – активных разломов. Результаты многолетних измерений параметров сейсмических волн ядерных взрывов, проводившихся на стационарном профиле длиной порядка 100 км, установленном на Семипалатинском полигоне, позволяют оценить изменения во времени жесткости нескольких разломных зон,

которые были идентифицированы как активные межблоковые границы. Методика определения жесткости и расположение разломов приведены в работе [Кочарян, Спивак, 2003].

Анализ результатов измерений показал, что среднеквадратичная ошибка определения жесткости заметно превышает стандартную точность метода. Отклонения в значениях параметра $A = -\lg k_n$ от регрессионной прямой были представлены в виде зависимости от времени проведения взрыва. Результаты такой обработки данных наблюдений в течение двух лет в 1964-66 гг. для одного из разломов показаны на рис. 4. Набор значений параметра A для каждого разлома может быть аппроксимирован гладкой кривой так, как это показано на рис. 4. Сравнение зависимостей $A(t)$ для трех разломов показало, что сезонные изменения жесткости, если они и есть, проявляются нечетко.

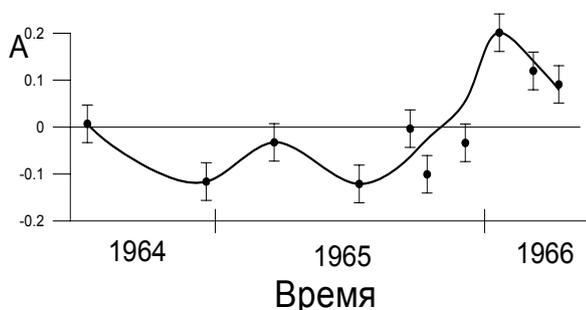


Рис. 4. Изменение отклонения величины жесткости разлома k_n от регрессионной кривой со временем. Отрезки вертикальных прямых у каждой точки соответствуют погрешности в определении k_n

Представляя полученные временные ряды в виде гармоник ряда Фурье, можно построить зависимость от времени гармоник с разными периодами T_i для всех трех разломов. Анализ результатов такой обработки, проведенный в работе [Костюченко, Кочарян, 2003], показывает, что изменения жесткости разломов можно для каждой гармоники представить как в виде волны, распространяющейся с севера на юг, так и наоборот – с юга на север. Учитывая расстояние между разломами, можно оценить фазовую скорость $C_\phi = \Delta x / \Delta t$. Выполнение подобной оценки для нескольких гармоник, позволяет построить зависимость фазовой скорости распространения возмущения НДС от периода гармоники.

Результаты расчета фазовых скоростей для двух интервалов наблюдений показаны на рис. 5. Пунктирной линией показано наилучшее приближение методом наименьших квадратов $C_i = 57(T_i)^{-0.9} \hat{e}_i / \hat{\alpha} \hat{\alpha}$ (коэффициент корреляции ~ 0.88 , среднеквадратичное отклонение от прямой регрессии $\sim 15\%$). Из приведенных данных можно заключить, что нет оснований для

определения преимущественного направления распространения волны деформаций, поскольку абсолютные значения скоростей волн, распространяющихся в разных направлениях, очень близки. Не выявлено существенных различий и между двумя двухлетними периодами измерений, проведенных с интервалом 23 года.

Аналогичный результат был получен нами [Кочарян, Костюченко, 2003] при рассмотрении данных о расположении очагов сильнейших ($M \geq 7.5$) землетрясений XX века. Анализ распределения эпицентров на плоскости широта – время события позволил заключить, что данные могут быть описаны двумя семействами прямых, которые соответствуют волнам, распространяющимся с севера на юг и с юга на север со скоростью $C \cong 1.5$ град/год $\cong 170$ км/год с характерным периодом $T \sim 20-25$ лет.

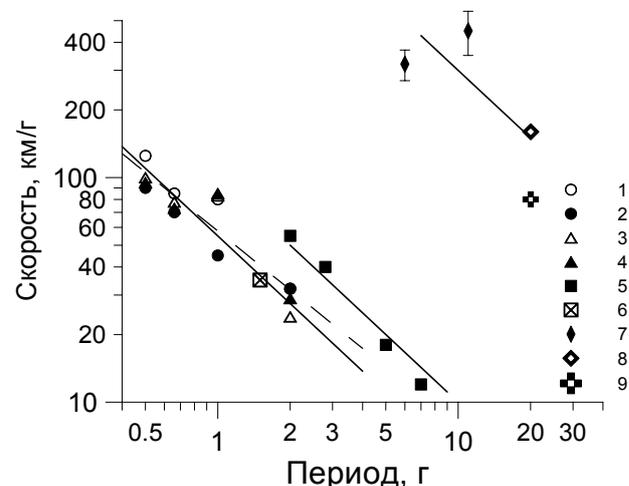


Рис. 5. Зависимость фазовых скоростей распространения возмущений от периода.

1–4 – Измерения на Семипалатинском полигоне, 1 и 3 – направление С-Ю, 2 и 4 – Ю-С; 1, 2 – 1964-66 гг., 3, 4 – 1987-89 гг.; 5 – [Невский, 1994]; 6 – [Лукк, Юнга, 1994]; 7 – [Люке, Дараган, 2001]; 8 – [Кочарян, Костюченко, 2003]; 9 – [Шерман, Горбунова, 2008]

На этом же рисунке представлены данные о скоростях распространения тектонических волн, полученных в нескольких публикациях. Можно заключить, что скорость распространения возмущения НДС примерно пропорциональна масштабу рассматриваемого объекта λ и обратно пропорциональна периоду возмущения T :

$$C \cong \lambda / T \quad (4)$$

Зависимости типа (4) показаны на рис. 5 сплошными линиями. Оценка характерных размеров объектов наблюдений для этих трех групп соответственно в 50 км, 500 км и 2500 км, не противоречит характеру экспериментальных данных.

Таким образом, можно заключить, что наблюдаемая картина формирования локальных флуктуаций напряженно-деформированного состояния коры, соответствует системе двух волн, рас-

пространяющихся в противоположных друг другу направлениях или эквивалентной системе стоячих волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, приведенные в настоящей статье, обращают внимание на два механизма, приводящих к изменению деформационных характеристик разломных зон.

Показано, что критическая скорость деформации разломной зоны является фундаментальным параметром, определяющим закономерности генерации динамических событий и динамику эффективных характеристик разломов зон. При слишком больших скоростях деформации упрочнения нарушения сплошности не происходит, а следовательно маловероятно и возникновение динамической неустойчивости. Можно предположить, что описанный эффект является одним из проявлений самоорганизации среды – колебания от землетрясений, регулярно происходящих в сейсмоактивных регионах, обеспечивают динамическое воздействие нужное для увеличения скорости деформации среды до уровня межбло-

ковых перемещений $\sim 5\div 10$ мм/год, необходимого, в свою очередь, для эффективной генерации динамических событий.

Инструментально зафиксированы закономерные изменения во времени деформационных характеристик разломных зон, которые могут быть описаны на основе системы стоячих волн с соответствующими параметрами, связанными со структурными особенностями различных по масштабу участков земной коры и зависимостью фазовой скорости от периода возмущений. Можно предположить, что возмущения напряженно-деформированного состояния коры тесно связаны с изменениями гравитационного поля, среди которых присутствуют компоненты различной длительности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00474) и ОНЗ РАН, программа № 6.

ЛИТЕРАТУРА

- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
- Губерман Ш.А. О некоторых закономерностях возникновения землетрясений // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 3. С. 573-576.
- Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г. О распространении медленных волн деформаций в земной коре // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: 2003. С. 33-45.
- Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10, № 1. С. 5-18.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 423 с.
- Лукк А.А., Юнга С.Л. Волновые возмущения сеймотектонических деформаций и напряжений, реконструируемых по механизмам очагов землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 21-37.
- Люке Е.И., Дараган С.К. Годограф глобального волнового процесса с 11-летним циклом // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 4. С. 538-541.
- Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 40-55.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга. // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115-122.
- Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части севера Европы // Литосфера. 2000. № 2. С. 3-23.
- Dieterich J.H. *Modeling of rock friction. 1. Experimental results and constitutive equation* // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, NB 5. P. 2161-2168.
- Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 643-696.
- Scholz, C.H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. New York: Cambridge University Press. 1990. 435 p.
- Scholz C.H. Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. V. 391. P. 37-42.
- Vidale, J. E., and Li Y.-G. *Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake* // *Nature*. 2003. V. 421. P. 524-526.

О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ЕГО ВЗАИМОСВЯЗИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, amkouzin@yandex.ru

Из всех геофизических методов сейсмический метод по своей сущности наиболее близок к тектонофизике, поскольку в его основе лежит изучение процесса напряжение-деформация в геологической среде.

В общепринятых классификациях разрывных нарушений (РН) доминируют структурно-морфологические и структурно-кинематические параметры. Все они без каких-либо изменений используются в сейсмической интерпретации. Однако часто не учитывается, что РН – это сложные геологические тела: по структуре, составу слагающих их пород, флюидонасыщенности, упруго-деформационному состоянию (энергонасыщенности) и реологическим свойствам. К тому же за время геологического развития в РН могут накапливаться в той или иной мере все виды неупругого деформирования. В этом заключается объективная причина, затрудняющая их изучение. Определение геометрических размеров, внутренней структуры и потенциальной геодинамической активности – то основные задачи в изучении РН сейсмическим методом.

Исследование внутреннего строения зон РН является одной из сложнейших задач для геологических и геофизических методов. В методе отраженных волн (МОВ-МОГТ) модель разрывного нарушения рассматривается как тонкослоистый пласт. Анализ и обобщение результатов полевых и экспериментальных геологических, тектонофизических исследований, данных физического и математического моделирования сейсмических полей в зонах РН позволил уточнить сейсмическую модель сформировавшегося и развивающегося РН для отраженных продольных волн и обобщить ее для других типов волн [Кузин, 2006]. Сейсмическая модель сформировавшегося разрывного нарушения представляет собой тонкослоистый пласт с пониженными значениями скорости и плотности, градиентным характером их увеличения по мере удаления от шовной зоны.

Залеченное или только зарождающееся РН практически не формирует зеркальную компоненту отраженной волны и, в общем случае, может быть представлено моделью мутной среды, зоной рассеяния сейсмических волн.

Для преломленно-рефрагированных волн основным параметром служит скорость волны. В

отличие от измерения динамических параметров, измерение скорости в сейсмическом методе метрологически обоснованно. Сейсмическая модель открытого РН характеризуется аномально низкими значениями граничной скорости относительно вмещающей среды.

Величина падения скорости в зонах РН может не только свидетельствовать о степени разуплотнения среды, но и характеризовать залеченность РН минеральными растворами.

Расчеты коэффициентов отражения ($K_{отр}$) для зон гидротермально-метасоматически измененных пород, с которыми связаны почти все рудные и большинство нефтяных залежей, показали, что 80% из них лежит в пределах 0.07–0.01. Это означает, что ожидание от этих зон регулярных интенсивных отражений маловероятно. Таким образом, интенсивные отражения от РН и зоны аномально низких значений скорости преломленно-рефрагированных волн могут рассматриваться как потенциально геодинамически активные структуры, а также как возможные каналы миграции флюидных потоков, присутствие залежей в которых весьма сомнительно [Кузин, 1994].

Использование поперечных и обменных волн позволяет делать оценку упруго-деформационной зональности в строении зон РН. В отличие диапазона изменения скорости продольной волны (V_p) в РН, интервал изменения скорости поперечной волны (V_s) в сейсмическом диапазоне более узкий: в зонах дробления V_s может уменьшаться до 35% от средних значений, в акустическом диапазоне падение V_s до 50%. Во многих результатах изучения скоростей в районах с различным геологическим строением отмечается незначительный диапазон изменения V_s по сравнению с V_p .

По своей природе РН являются шероховатыми границами, рассеивающими излучение упругой энергии. Если на границе РН сформировалась достаточно регулярная отраженная S-волна (рис. 1), то это означает наличие резкого перепада упругих параметров или, точнее, – отсутствие жестких структурных связей в среде, что в свою очередь может характеризовать РН как открытый разлом [Кузин, 1999]. Участки выхода таких границ на местности обычно отмечаются повышенной обводненностью в рельефе, что согласуется

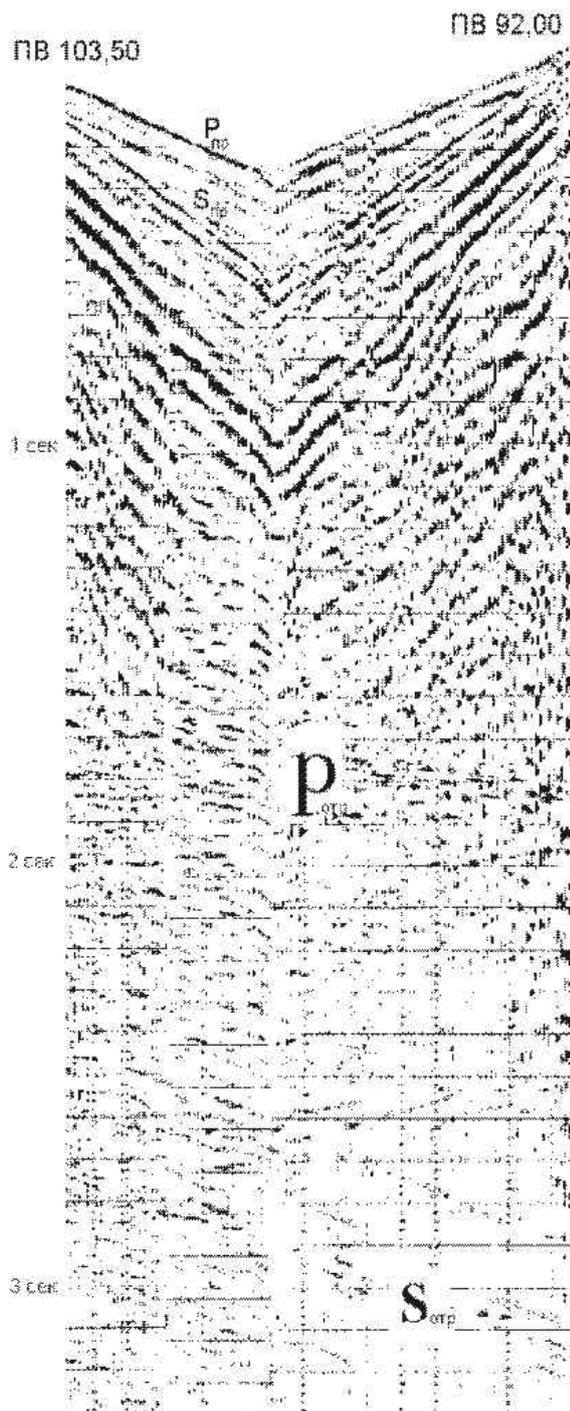


Рис. 1. Монтаж из встречных пунктов взрыва. Кировоградский тектонический блок Украинского щита

с интерпретацией внутренней структуры РН, как проявление эффекта проскальзывания частиц за счет присутствия влаги на их контактах.

Совместный анализ гистограмм V_s и V_p преломленных волн в зонах РН (Кировоградский тектонический блок Украинского щита, Кокчетавский кристаллический массив и его северовосточное обрамление), рассчитанных на одних и тех же интервалах наблюдений, показал, что гистограммы V_s и V_p имеют логнормальное распределение и симметричны относительно друг

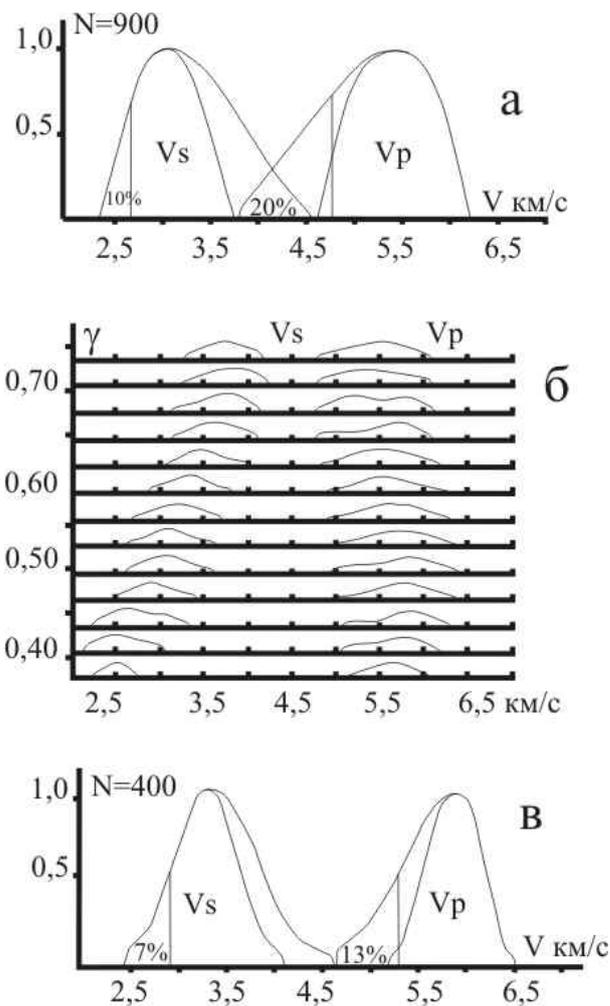


Рис. 2. Гистограммы скорости продольных и поперечных волн и их отношения $V_p/V_s = \gamma$. а, б – Украинский кристаллический щит; в – Кокчетавский массив (Северный Казахстан и его обрамление). N – значение выборки

друга (рис. 2а, б, в). Повышенным значениям V_s отвечают пониженные значения V_p приблизительно для 20% (рис. 2, а) и 13% (рис. 2, в) от всех значений выборки. Причем имеет место закономерное соотношение повышенных значений V_s и пониженных V_p по отношению $V_s/V_p = \gamma$ (рис. 2, б). Около 5-7% значений γ превышают пороговое – 0.707, и соответствуют отрицательным значениям коэффициента Пуассона (ν).

На интервалах профилей с аномальными значениями γ решалась прямая кинематическая задача. Как показали расчёты, введение поправки за рельеф в значения V_s не снимает в них аномального эффекта. Подобные по форме распределения V_s и V_p были установлены для горных пород из различных по геологическому строению и возрасту регионов (рис. 3а, б, в). Различие в поведении V_s и V_p при лабораторных исследованиях описано в работах [Воларович и др., 1979; Лебедев и др., 1987]. С учетом того, что измерения скоростей проводились в различных

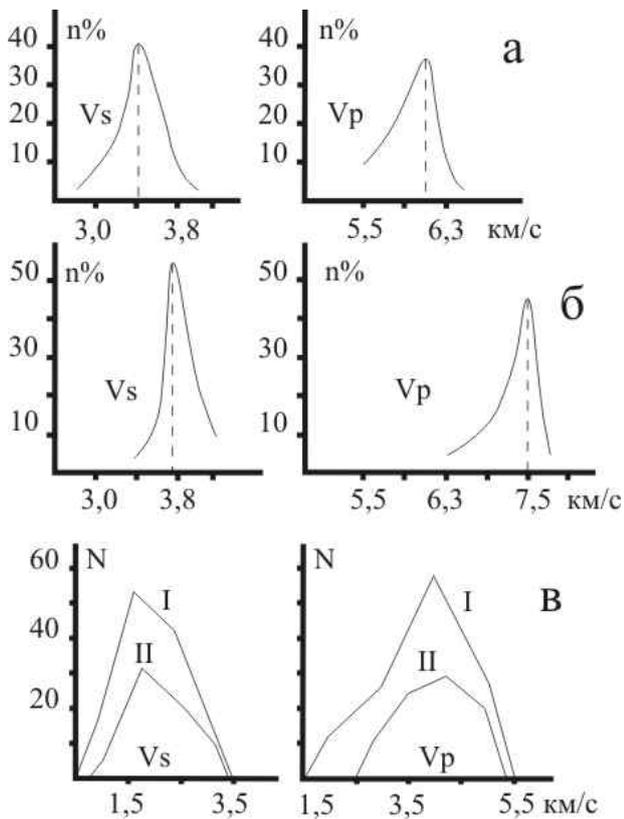


Рис. 3. Распределение скорости продольных и поперечных волн в Печенгском рудном районе по данным акустического каротажа (*а* – туфогенные породы, *б* – пироксениты) [Лизинский и др., 1984]; *в* – скорость продольных и поперечных волн для различных состояний скальных грунтов Восточной Сибири: *I* – воздушно-сухие, *II* – водонасыщенные [Джурик и др., 1986]

регионах, в различных диапазонах длин волн и на выборках, представительных по объему фактического материала, можно сделать вывод, что такая закономерность взаимного поведения скоростей является общим петрофизическим и реологическим свойством горных пород и их массивов.

К одной из первых публикаций, где по экспериментальным данным были получены отрицательные значения ν , по-видимому, следует отнести работу [Huang Si Tang, 1940], в которой по результатам измерений деформаций резинового стержня под действием нагрузки рассчитывались E (модуль упругости), V_p и ν . При определенных значениях нагрузки ν принимал отрицательные значения.

Эффект аномального поведения ν может наблюдаться в пористо-трещиноватых и анизотропных средах, при фазовых переходах, в полимерах (аусетиках) и в некоторых веществах, например в сурьме и ее сплавах. Аномальное поведение ν достаточно давно установлено для кварца [Зубов, Фирсова; 1962]. Отрицательные значения ν были экспериментально получены

для образцов трещиноватых гранитов [Туранк К. и др., 1997], при сейсмических наблюдениях в рыхлых грунтах [Ляховицкий, 1988]. Наиболее известным примером аномального поведения V_s/V_p являются рифогенные постройки, где ν достигает значений -0.3 [Справочник геофизика, 1984]. Уместно заметить, что при геодинамическом моделировании это важнейшее свойство геологической среды часто не учитывается.

Присутствие в РН зон с бухтообразным поведением V_s и V_p , с отрицательным или близким к нулю эффективным значением ν можно интерпретировать, как области дилатансионного упрочнения. С позиции тектонофизики и геодинамики эти области перераспределения напряжения и деформации, по-видимому, есть основание рассматривать как поляризационные фильтры волн деформаций и напряжений геологической среды.

Можно полагать, что в процессе развития разрывного нарушения существует вероятность формирования относительно большой по размерам зоны упрочнения, которая являясь аккумулятором упругой энергии, может служить возможным источником повышенной сейсмичности. Например, при мелкофокусных землетрясениях это позволяет объяснить механизм накопления упругой энергии в зонах РН, находящихся в различных геологических средах. Косвенным подтверждением приведенных рассуждений служат данные по изучению зоны Чуйского землетрясения [Лисейкин, Соловьев, 2005]. Гипоцентр главного толчка лежит в зоне наименьших значений ν и относительно пониженных значений V_p . Схожая картина распределения V_p и $k = V_p/V_s$ приведена в [Померанцева, 2008] для Ташкентского землетрясения.

Образование зон упрочнения в среде может происходить и при флюидизации [Добровольский, 1991], за счет изменения флюидного давления при сохранении относительно высокого уровня напряжений. В то же время флюидизация – это наиболее эффективный способ снятия напряжений при землетрясениях, взрывных извержениях вулканов [Валяев, 1987]. Так, наиболее сильные землетрясения с магнитудой 6,5-6,8 баллов происходят в областях, где флюидное давление более 90% от литостатического [Ребецкий, 2007]. С миграцией флюидных потоков или дегазацией связывается присутствие под всеми континентами в верхней мантии высокоскоростных аномалий скорости (в том числе наклонных и листрических), уходящих на глубину порядка 300-400 км и особенно четко фиксирующихся под древними платформами [Павленкова, 2006], а также зон объемного катаклаза (месторождения урана и др. металлов), трубок взрыва (алмазы),

образование залежей углеводородов. В последнее время ей отводится значительная роль в образовании месторождений угля.

Из результатов исследований фильтрации при деформировании выбросоопасных и невыбросоопасных песчаников [Ставрогин, Тарасов, 2001], можно сделать вывод, что области упрочнения в зонах РН экранируют газообразные флюиды. Образование взрывоопасных зон в угольных шахтах происходит только там, где присутствуют РН, флюидоизмененные породы (зоны упрочнения или «бронирования») и повышенные концентрации углеводородов [Труфанов и др., 2004].

На рис. 4, и 5 приведены данные определения ν в осадочных породах. Из графиков видно, что при определенных значениях пористости и газобразной фазе содержащегося в порах флюида наблюдается минимум в значениях ν . Схожий по форме минимум ν (рис. 6) получен при изучении поведения упругих параметров по мере удаления от устья штольни. Аналогично тому как эмпирическая зависимость поглощения от динамической вязкости [Осокина, 1971] свидетельствует о значительном возрастании поглощения сейсмической энергии различными веществами и характеризует критическое состояние вещества при изменении фазового состояния, так и наличие минимума ν в горных породах при определенных значениях трещиноватости или пористости может рассматриваться как квазикритическое упруго-деформационное состояние данной породы или ее массива. В общем случае это состояние может возникать в результате протекания самых различных геологических процессов. Присутствие в РН механически жесткой зоны предопределяет свойство накопления упругой энергии и сближает РН

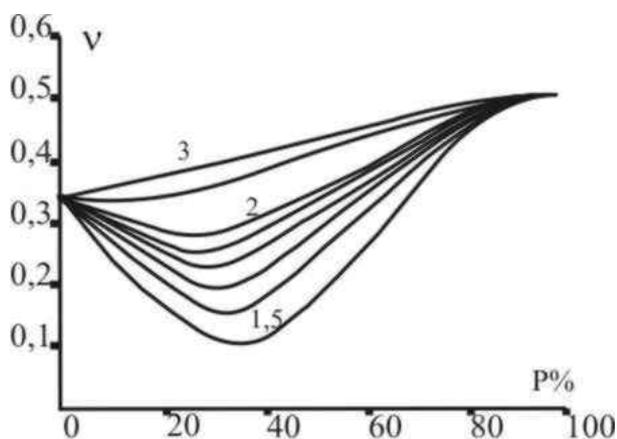


Рис. 4. Зависимость коэффициента Пуассона от пористости при различной минерализации раствора NaCl [Масюков, 1979]

по роли в геологических процессах с механически твердыми и жесткими образованиями. В связи с этим целесообразно остановиться на относительно твердых и жестких структурах геологической среды и, которым по сравнению с РН уделяется несопоставимо мало внимания при изучении различных процессов. О значительной роли жестких тел (экранов) в рудной геологии известно многие десятки лет, в нефтяной геологии к этому выводу стали приходиться относительно недавно [Аширов и др., 1984; Еременко, Чилингар, 1996].

Анализ и обобщение сейсмических (сейсмо-разведочных), сейсмологических, тектонофизических исследований позволил автору прийти к выводу о фундаментальной роли механически жестких образований в геологических процессах: – большинство очагов землетрясений расположено на границе жестких блоков [Шебалин, 1997]; – все месторождения флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их обрамлении [Кузин, 1994]; – к границам жестких образований приурочены процессы вулканической деятельности [Кузин, 2007].

Объяснение существенной роли механически жестких образований в геологических процессах может быть дано исходя из геомеханической мо-

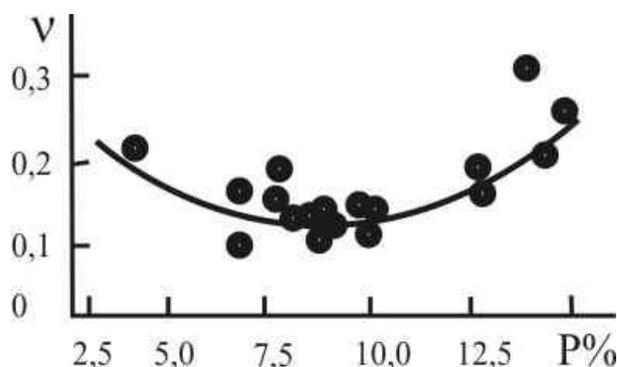


Рис. 5. Зависимость коэффициента Пуассона от пористости для известняков [Ржевский, Новак; 1984]

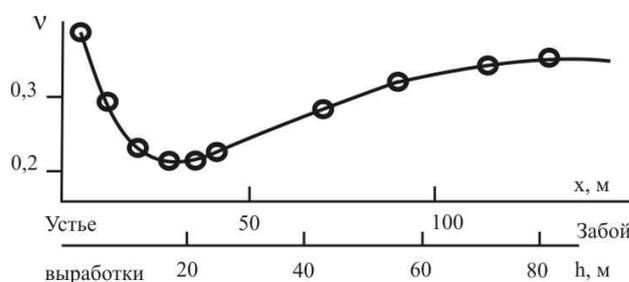


Рис. 6. Изменение коэффициента Пуассона с удалением от дневной поверхности в глубь массива. x – удаление по горизонтали; h – удаление по нормали к склону. Точками обозначены экспериментальные данные [Савич, Яценко; 1979]

дели «твердого тела со структурой» [Родионов и др., 1986]. При высокой скорости деформации помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях, – и увеличение его эффективной прочности, которая обеспечивает его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений.

В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой. Незначительная разница в упругости приводит к тому, что напряжения в кровле, в бортовом обрамлении более чем 10% меньше в вмещающей среде. В самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [Теоретические..., 1986]. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, – миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды.

Перечисленные свойства жесткого тела позволяют объяснить миграцию магматических каналов. Из анализа данных сейсмической томографии [Славина, Гарагаш и др., 2001; Пийп, Гылыжов, 2005] следует, что магматические каналы расположены на периферии области низкой скорости и тяготеют к границам высокоскоростных блоков, независимо от типа земной коры.

Те же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения РН. По данным физического моделирования процесс образования узлов РН [Ружич, 1986] сопровождается упрочнением экспериментального материала, причем, – на фоне увеличения количества трещин. Следовательно, в процессе неупругого деформирования даже в однородной среде образуются области с относительно более высокой механической жесткостью. Этот вывод подтверждают результаты геолого-тектонической интерпретации данных сейсмической томографии [Санина и др., 2005]: после сейсмического события на границе Чуйской впадины и Чаган-Узунского блока проявилась дифференциация скорости, отсутствующая до землетрясения.

Помимо накопления-диссипации упругой энергии к важнейшим свойствам жесткого тела можно отнести демпфирование волн напряжений и деформаций, которое обеспечивает стационарность протекания различных геологических процессов, в том числе образование месторождений полезных ископаемых.

Классическим примером сочетания механически жесткого тела, РН и месторождений флюидного генезиса являются назвать рифогенные структуры. Как уже отмечалось выше, в газонасыщенных рифогенных известняках и в зонах РН

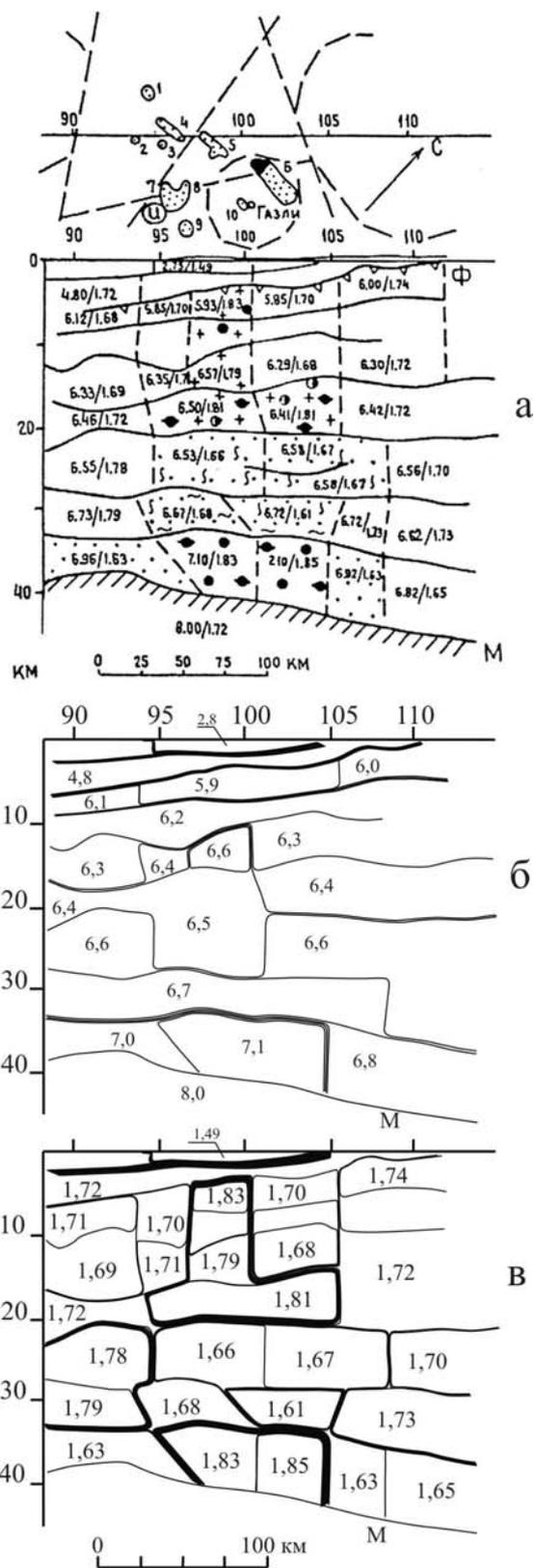


Рис. 7. а – Сейсмический разрез фрагмента геотраверса г. Мары – Татарский пролив. Месторождения: 1 – Даяхатын, 2 – Хаджиказган, 3 – Северная Сузьма, 4 – Кульдешкак, 5 – Учкыр, 6 – Газли, 7 – Джаркак, 8 – Акжар, 9 – Караиз, 10 – Таскудук [Булин, Егоркин; 2000]; б – Разрез распределения скорости продольных волн; в – Разрез распределения отношения скорости продольных волн (V_p) к скорости поперечных волн (V_p/V_s)

значения коэффициента Пуассона могут достигать отрицательных значений.

В общих чертах подобная же картина наблюдается и при анализе геологического строения в региональном масштабе. На рис. 7, б и в (в интерпретации автора) представлены разрезы скоростных параметров (V_p и $k = V_p/V_s$) по профилю ГСЗ [Булин, Егоркин, 2000], проходящему через крупное месторождение углеводородов Газли (рис. 7, а), которое, как известно, характеризуется повышенной сейсмичностью (событие 1976 года). На этой территории наиболее явно проявлена взаимосвязь между структурой распределения упругих параметров геологического разреза с процессами сейсмичности и локализацией месторождений углеводородов. Отчетливо видно (рис. 7, в), что площадь, на которой расположены месторождения углеводородов, находится в пределах блока осадочных пород с очень низкими значениями $k = 1.49$. Более сложная картина в распределении $k = V_p/V_s$ наблюдается для консолидированной коры. В центральной части разреза под месторождениями углеводородов в верхней и средней части коры в обрамлении блоков с пониженными значениями $k = V_p/V_s$ выделяется блок с повышенными значениями V_p , при этом границы блоков высоко контрастны.

На разрезе распределения V_p (рис. 7, б) в верхней части коры находится слой с пониженной скоростью, который в нижней и средней части консолидированной коры подстилает относительно высокоскоростной блок.

При сопоставлении разрезов V_p и $k = V_p/V_s$ обращает на себя внимание их различие по густоте изолиний или, другими словами, - по контрастности контактов. Это наиболее наглядно видно в центральной части профиля в интервале глубин 5-35 км, около ПВ 100. Подобная картина различий в контрастности контактов (по данным ГСЗ) наблюдается на других профилях, проходящих через месторождения углеводородов. Различия в градиентах параметров V_p и V_p/V_s свидетельствует о различии упруго-деформационного строения РН на разных глубинных уровнях земной коры и, по всей вероятности, соотносится с определенной гидротермально-метасоматической зональностью земной коры. Присутствие на разрезах высоко градиентных, контрастных зон упругих параметров позволяет рассматривать их как наиболее ослаб-

ленные зоны, по которым возможны подвижки отдельных тектонических блоков и миграция флюидных потоков. Эту особенность РН необходимо учитывать при тектонофизическом моделировании глубинного строения и прогнозе сейсмичности.

Таким образом, из проведенного рассмотрения РН в контексте их роли и значения в геологических процессах можно сделать следующие выводы: 1. Упруго-деформационное развитие РН как геологического тела зависит от упругих свойств вмещающей среды. 2. РН концентрируют в себе основные процессы и свойства геологических структур, отражая общую закономерность развития геологической среды. Многоплановость функционирования РН в геологических процессах во многом может объяснить неоднозначность при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, сейсмических событий. 3. При прогнозе внутреннего строения РН помимо оценки его проницаемости и возможности миграции флюидных потоков, не менее значимым является прогнозирование его роли в механизме поддержания геодинамического равновесия и метастабильного состояния вмещающей среды. 4. Многофункциональная роль РН в геологических процессах обуславливает необходимость всестороннего изучения их внутреннего строения различными типами сейсмических волн и в различном диапазоне частот.

В заключение необходимо остановиться на использовании сейморазведочной информации в геодинамическом моделировании. В настоящее время в связи с тотальным использованием МОГТ изучение РН и геологической среды в целом проводится в рамках возможностей этого метода. Любая составленная по данным МОГТ модель среды корректна исключительно в рамках этого сейсмического метода. Многоволновые сейсмические наблюдения, позволяющие получить более полную оценку упругого состояния среды, применяются лишь на отдельных месторождениях углеводородов и при инженерно-геологических изысканиях. Поэтому для прикладной тектонофизики помимо разработки методик тектонофизического моделирования по сейсмическим данным, становится актуальной задача корректирования моделей тектонического строения, полученных на основе сейсмической информации по МОГТ.

ЛИТЕРАТУРА

Аширов К.Б., Андреев С.С., Цивинская Л.В., Хлуднев В.Ф., Шурунов М.В., Азаров С.С. Геолого-литологические критерии, определяющие

возможность прямых поисков залежей нефти и газа // Проблемы количественного прогнозирования нефтегазоности. М.: Наука. 1984. 166 с.

- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН. 2000. 194 с.
- Валяев Б.М. Роль активной вторичной флюидизации в изменении напряженного состояния, разупрочнении и деформациях минеральных комплексов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 1. С. 177-181.
- Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука. 1979. 152 с.
- Джурик В.И., Дренов А.Ф., Иванов Ф.И., Потапов В.А. Сейсмические свойства скальных грунтов. Новосибирск: Наука. 1986. 134 с.
- Добровольский И.П. Теория подготовки очага землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 224 с.
- Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука. 1996. 176 с.
- Зубов В.Г., Фирсова М.М. Об особенностях упругого поведения кварца в области перехода // Кристаллография. 1962. № 3. 469-471 с.
- Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика, М.: Недр. 1994. Вып. 131. 396-406 с.
- Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3-15.
- Кузин А.М. Уточнение сейсмической модели активного разлома // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства, результаты. Материалы Двенадцатой Международной конференции. Воронеж, 2006 г. С. 269-274.
- Кузин А.М. О роли механически жестких образований в геологических процессах (к методологии интерпретации сейсмических данных). VIII международная конференция «Новые идеи в науках о Земле» // Материалы докладов. М.: КДУ. 2007. Т. 7. С. 50-54.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Новые аспекты геофизического приложения результатов термобарических исследований упругих свойств горных пород // Геофизический журнал. 1987. Т. 9, № 2.
- Лизинский М.Д., Поспелов С.Г., Терентьев В.Г., Писакина Т.Л., Паненкова М.Ю., Синельников В.П. Опыт применения комплексных сейсмоакустических исследований на Печенгском рудном поле // Записки Ленинградского горного института. 1984. Т. 101.
- Лисейкин А.В., Соловьев В.М. Сейсмотомографическая модель очаговой зоны Чуйского землетрясения (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1073-1082.
- Ляховицкий Ф.М. Сейсмические волны в гетерогенных средах // Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР. 1988.
- Масюков В.В. Исследование способов оценки пористости пластов по акустическому каротажу // Глубинное строение территории Беларуси по геофизическим данным. Минск: 1979. С. 147-158.
- Осокина Д.Н. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971. 196 с.
- Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. 283 с.
- Пийп В.Б., Гылыжов Р.М. Строение литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе по данным новой интерпретации материалов ГСЗ // Материалы XXXVIII тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2005. Т. 2. С. 89-91.
- Померанцева И.В. Изучение глубинного строения Земли – достижение XX века // Геофизика. 2008. № 2. С. 52-58.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.
- Ржевский В.В., Новак Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недр. 1984. 359 с.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики // М.: Недр. 1986. 301 с.
- Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука. 1986. 120 с.
- Савич А.И., Яценко З.Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недр. 1979.
- Санина И.А., Усольцева О.А., Иванченко Г.Н., Еманов А.Ф. Модель глубинного строения зоны Чуйского землетрясения по данным сейсмической томографии и дистанционного зондирования // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. Под ред. акад. РАН В.В. Адушкина. М.: ГЕОС. 2005. 266 с.
- Славина Л.Б., Гарагаи И.А., Горельчик В.И., Иванов Б.В., Белянкин Г.А. Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. С. 49-59.
- Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (петрофизика). Под ред. Н.Б. Дортман, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недр. 1984. 455 с.

- Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г.* Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: Наука. 2001. 343 с.
- Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: Недра. 1986. 254 с.
- Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В.* Углеродная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов н/Дону: Изд. Рост. ун-та. 2004. 272 с.
- Туранк К., Фурментро Д., Дени А.* Распространение волн и границы раздела в породах // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти / Под ред. В Мори и Д. Фурментро. М.: Мир. 1994. 416 с.
- Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения // Избр. Труды. М.: Акад. Горных наук. 1997. 541 с.
- Huang Si Tang*, Bestimmung der Geschwindigkeit, Dämpfung und Absorption von Kompressions- und Scherwellen in Kautschuk, «Z. Geophysik». 1940. 16. S. 213.

СИНЕРГЕТИКА ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Ф.А. Летников

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

Приведен набор признаков, характеризующих линейные протяженные тектонические нарушения, позволяющие относить их к зонам глубинных разломов, рассекающих земную кору и уходящих в мантию. Перечислены синергетически взаимосвязанные процессы структурного и минерального преобразования пород во внутриразломном пространстве. Рассмотрены механизмы и оценены масштабы флюидного переноса по глубинным разломам, когда движущей силой восходящего потока флюидов являются градиенты давлений между нижними и верхними частями глубинных разломов.

С позиций синергетики зона глубинного разлома рассматривается как уникальная геологическая структура, в которой во внутриразломном пространстве происходит поглощение и трансформация подводимой извне механической энергии. В таком контексте внутриразломное пространство выступает как сообщество пород с

разной степенью организации.

Синергетическое сочетание широкого спектра эндогенных процессов во внутриразломном пространстве во многом предопределяет уникальность глубинных разломов в плане сонахождения в них месторождений и структурно-вещественных комплексов, которые за пределами таких разломов не отмечаются.

Именно в зонах глубинных разломов наиболее полно проявляется эффект Бриджмена «давление + сдвиг», что в частности приводит к образованию во внутриразломном пространстве термодинамически несовместимых фаз и формированию в зонах пластических деформаций в нижних частях разломов «реологических ловушек», на базе которых формируются сейсмические очаги.

Ключевые слова: глубинные разломы, внутриразломное пространство, синергетика, пластические деформации, бластомилониты, флюиды, эффект Бриджмена.

ВВЕДЕНИЕ

Среди многообразия тектонических нарушений различного масштаба, фиксируемых в земной коре, выделяется особая группа – зоны глубинных разломов. Поскольку речь пойдет о глубинных разломах, прорезающих земную кору и уходящих в мантию, то необходимо четко обозначить критерии, по которым эти разломы можно относить к глубинным. Прежде всего, это линейная протяженность, когда такие разломы прослеживаются на сотни и даже тысячи километров, при ширине внутриразломного пространства от сотен метров до нескольких километров. Повсеместное проявление ориентированных вдоль простирания разлома тектонических структур, начиная от линейной складчатости, вплоть до расщепления пород и формирования бластомилонитов. Четкое соотношение минеральных парагенезисов во внутриразломных тектонитах Р-Т уровням глубинности. Формирование единой системы сланцеватости и проявление метаморфической дифференциации вещества с образованием тонкополосчатых бластомилонитов на глубинных уровнях разлома.

Обязательным атрибутом глубинного разлома является масштабный флюидный перенос, когда газовые компоненты флюида продолжают переноситься по вектору Р-Т градиентов из глубин в его верхнюю зону многие десятки и сотни мил-

лионов лет после того, как эндогенные процессы в нем завершились [Летников, Савельева, Балышев, 1986]. Одним из доказательств внедрения глубинного разлома в мантию является проникновение во внутриразломное пространство мантийных расплавов: дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров и лампроитов, трещинные интрузии щелочных пироксенитов и карбонатитов – Красномайский и Дубравский массивы на Кокчетавской глыбе (Сев. Казахстан), карбонатиты Белой Зимы в Главном Саянском разломе и т.д. В равной мере это и широко проявленные метасоматические процессы, с которыми нередко связано редкометальное и урановое оруденение (рис. 1). В Баракчинской зоне глубинного разлома (Прибайкалье), где во внутриразломном пространстве все породы подверглись графитизации, судя по изотопным исследованиям углерод в графите имеет мантийную природу [Летников, Савельева, Заири, 1997].

На Кокчетавской глыбе именно к глубинным разломам приурочены крупные урановые месторождения Аккан-Бурлук, Грачевка, Шан-Тюбе, где богатые урановые руды ассоциируют с мантийными магматическими породами, что дает основание предполагать мантийную природу ураноносных глубинных флюидов (рис. 1).

На основании изучения строения разломов Ал-

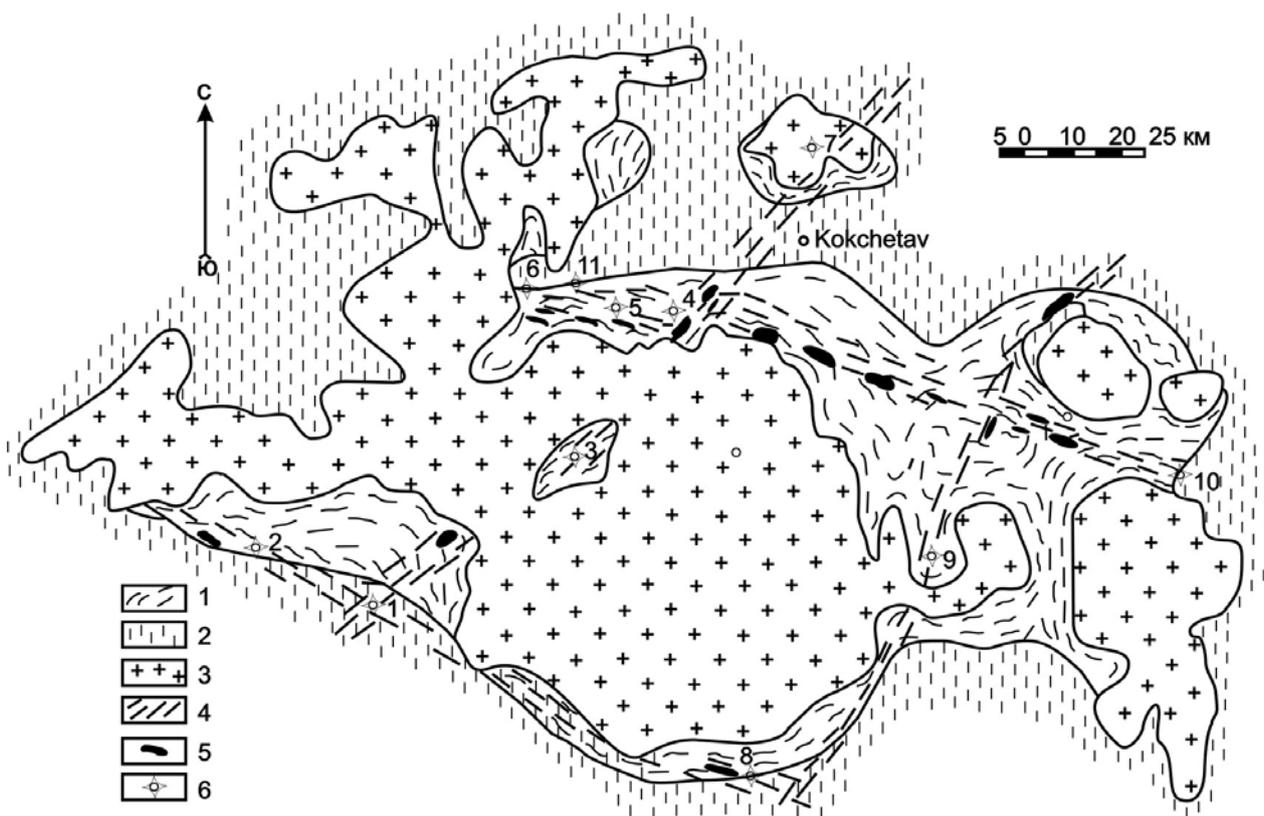


Рис. 1. Схематическая карта размещения зон глубинных разломов на Кокчетавской глыбе (Сев. Казахстан).

1 – докембрийские метаморфические породы зерендинской серии (амфиболитовая фация метаморфизма); 2 – рифейские и более молодые метаморфические породы шарыкской серии (зеленосланцевая фация); 3 – гранитоиды палеозойского возраста; 4 – зоны глубинных разломов; 5 – тела внутрикоровых эклогитов; 6 – крупные месторождения (урановые: 1 – Шан-Тюбе, 2 – Аккан-Бурлук, 6 – Грачевка; карбонатиты: 3 – Дубровское, 5 – Красномайское; алмазное: 4 – Кумды-Куль; золотые: 7 – Васильковка, 9 – Райгородок, 10 – Степняк; редкометальные: 8 – Васильевское, 11 – Сарымбет)

данского и Украинского щитов, В.И. Казанский (1972), развивая идеи В.М. Крейтера (1956) о вертикальной структурной зональности дизъюнктивов, выделил пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма (сверху вниз): «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород (I); дизъюнктивные нарушения с глинками трения (II); зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов (III); зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклазитов (IV); зоны инъекционных мигматитов, будинажа и внутриразломных складок (V). Исходя из наших многолетних исследований, в зонах IV и V проявлены процессы динамометаморфической дифференциации внутриразломного пространства, сложенного кислыми породами, что и выражается в формировании полосчатых бластомилонитов, с разделением на тонкие меланократовые и лейкократовые слои [Летников, Савельева, Балышев, 1986; Летников, Балышев, 1991; Летников, Савельева, 1992].

Процесс формирования зон глубинных разломов даже в геологическом масштабе времени может быть прерывистым, что может быть обусловлено нелинейным воздействием внутрипланетных сил, которые в некоторых случаях могут иметь и космическую природу [Авсюк, 1996]. В таких случаях процесс формирования глубинного разлома как геологического тела разобьется на ряд стационарных состояний, когда каждый последующий этап внешнего воздействия достаточно быстро (конечно, в геологическом масштабе времени) переводит всю систему, или ее отдельные части в новое стационарное состояние. В этом случае каждый последующий этап использует «заготовку» предыдущего.

Более того, судя по новейшим геофизическим и спутниковым данным, глубинные разломы, завершившие свое формирование сотни миллионов лет тому назад, продолжают функционировать как линейно протяженные зоны генерации электромагнитных волн [Летников, 2006].

СИНЕРГЕТИКА ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Уточним некоторые понятия и определения, ибо различные авторы вкладывают в понятие синергетика различный смысл. Синергетика – совместное действие, кооперация процессов в открытых линейных и нелинейных неравновесных стационарных динамических системах. Синергизм – содействие, сопряжение, кооперация объектов и процессов, сил и потоков вещества и энергии. Самоорганизация – одна из двух форм синергизма, переход системы в более структурированное состояние за счет внутренней энергии системы (снижение энтропии). Понятие нелинейности, которое проникло в геологические науки зачастую лишено строгого смысла, в то время как наиболее общей чертой нелинейных систем является нарушение в них принципа суперпозиции – когда аддитивность причин не приводит к аддитивности следствий [Гапонов-Грехов, Рабинович, 1984]. Поэтому наиболее характерная черта нелинейных систем – неадекватность силы воздействия отклику на это воздействие, отсюда недетерминированность (многовариантность) путей их развития (стохастичность). В полной мере это относится к зонам глубинных разломов.

Термин «стохастический» означает явление, связанное с вероятностью и случайными процессами. Стохастический процесс определяется как конечное множество функций времени $\{y(t)$, таких, что значения этих функций в каждый момент времени образуют случайную переменную. Процесс называется случайным, если набор реализаций в каждый фиксированный момент времени образует случайную переменную. Случайный процесс называется стационарным, если его статические характеристики не зависят от начала отсчета времени, т.е. «что бы ни началось в некоторый момент времени, может также случиться в любой другой момент» [Симиу, 2007].

Полное описание вероятностного поведения случайной переменной дается функцией распределения, или для нескольких переменных, совместным распределением вероятностей.

Распределение Пуассона используется для вычисления вероятностей редких событий, связанных с переходом случайного процесса через потенциальный барьер. Это очень важное определение, ибо редкое (случайное) событие может и не реализоваться, если оно по своей мощности не преодолевает потенциальный барьер [Симиу, 2007].

Иными словами, мы подходим к весьма важному моменту в оценке синергетики совокупности процессов, протекающих во внутриразломном пространстве. То есть редкое, в нашем мас-

штабе времени, явление может и не состояться, если процесс его реализации не преодолеет какой-то потенциальный барьер. Как известно, во всех этих случаях рост температуры приводит к снижению величины активационного барьера и делает вероятность случайного процесса более реальной. Именно в силу влияния такого фактора, как рост температуры по мере погружения разлома в глубь коры и мантии, зрелость тектонитов и завершенность процессов преобразования минерального вещества в них нарастает. Это прежде всего выражается в выдержанности минеральных парагенезисов разного состава и единообразии стиля тектонического преобразования пород. Как правило, это наиболее глубинные части древних глубинных разломов на докембрийских щитах и платформах.

В тех случаях, когда становятся доступными изучению самые нижние зоны глубинных разломов, где степень динамометаморфизма достигает уровней амфиболитовой фации характерны проявления двух процессов. Метаморфическая дифференциация тектонитов, где кроме того, что порода приобретает линейную сланцеватость, в ней отчетливо происходит разделение на слойки, сложенные темноцветными минералами – пироксенами, амфиболами, слюдами, магнетитом, ильменитом и другими минералами, которые чередуются с такими же слойками, сложенными кварцем и полевыми шпатами. В основе такого природного явления лежит механизм, рассмотренный мной ранее [Летников, 1992], суть которого заключается в том, что согласно теории В.Е. Панина (1990) в деформируемом теле распределение напряжений имеет волновой характер. То есть во внутриразломном пространстве, где идет поглощение механической энергии, на микро- и макроуровнях существуют полосы роста и снижения давления. В соответствии с таким волновым распределением напряжения и происходит перераспределение вещества, а в итоге и минералов в породной матрице. В участках, где $\Delta P > P$ локализуются более плотные минералы с высокими величинами энтальпии и свободной энергии образования соответствующих минералов, а там, где $\Delta P < P$ концентрируются наиболее «рыхлые минералы» с меньшими значениями свободной энергии – кварцем и полевыми шпатами. В таких высокотемпературных бластомилонитах кислого состава широко проявлен процесс высокой мобильности кварца, что судя по экспериментальным данным [Criggs et al, 1960], в области α - β перехода имеет место резкое падение, почти до нуля прочности и вязкости кварца, что было подтверждено позднее другими экспе-

риментаторами [Зубов, Фирсова, 1962; Семенченко, Баскаков, 1989]. Падение механической устойчивости α -кварца начинается при 510-520°C, а резкое падение термодинамической и механической устойчивости кварца начинается с 555-585°C. Применительно к геологическим процессам это явление получило название «механического плавления» [Летников, 1975].

По сути дела, с позиции синергетики вся сумма процессов преобразования пород во внутриразломном пространстве есть ни что иное, как организация внутриразломного пространства при сравнительно длительном (с учетом геологического ресурса времени) воздействии всей совокупности факторов – температура, давление, степень флюидизации пород, реология деформируемого пространства, скорость проявления деформаций, образование новых минеральных парагенезисов, бластез и т.д.

Прежде всего, для рассматриваемой ситуации необходимо внести ясность в понятие терминов детерминированность и стохастичность. Так, во внутриразломном пространстве, когда, например, глубинный разлом пересекает граниты, то на самых верхних этажах, при сравнительно невысоких T и P , подводимая энергия реализуется в «быстром» процессе образования разрывов разного рода, иными словами, в трещинообразовании. Гранитная матрица на минеральном уровне остается практически неизменной, за исключением маломощных глинок трения и появления слюдок, хлотита, эпидота и т.д. на плоскостях скольжения. С глубиной по мере перехода породы в сферу пластических деформаций, процесс структурного преобразования породы детерминирован по химическому составу и наличию как исходных, так и вновь образованных минералов, но, подчеркиваем, что изначальный химический состав гранитной матрицы детерминирует состав сменяющих друг друга минеральных парагенезисов в столь же детерминированных структурных элементах.

В равной мере это относится и к структурным элементам внутриразломного пространства. Но практически невозможно обозначить резкий переход от зоны малоуглубинной трещиноватости и более глубинной зоны появления сланцеватости; в обоих случаях в силу нелинейности распределения напряжений и температуры во внутриразломном пространстве, в зоне трещиноватости можно встретить линзы рассланцевания, и наоборот, среди рассланцованных пород есть блоки, где трещиноватость проявлена сильнее, чем сланцеватость. В этом и заключается стохастичность проявления разных процессов в сравнительно узкой зоне внутриразломного простран-

ства в силу нелинейности распределения, главным образом давлений, в протяженной зоне деформируемых пород.

В зависимости от состояния породной матрицы на различных P - T уровнях литосферы, каждому из которых отвечает детерминированное состояние вещества, во внутриразломном пространстве близко одновременно протекают различные физико-химические процессы. В данном случае состояние внутриразломного пространства, с учетом его гетерогенности и разных скоростей протекания процессов преобразования вещества внутриразломного пространства, можно рассматривать, как состояние динамических систем с детерминированными или стохастическими переходами между различными состояниями составляющих наполнение зоны разлома минеральными сообществами. Иными словами, это дихотомический процесс, то есть, процесс с одновременно существующими возможными состояниями [Симиу, 2007].

В любом случае сам процесс заложения зоны глубинного разлома в первую очередь означает преодоление некоего потенциального барьера – перехода от поглощения породой подводимых упругих колебаний к потере устойчивости и началу нарушения сплошности породы. И как справедливо подчеркивает Э. Симиу (2007) строгий математический анализ, разработанный В.К. Мельниковым [Melnikov, 1963] для оценки переходов между различными состояниями позволяет с единых позиций исследовать как детерминированные, так и стохастические системы с разными типами случайных возмущений.

В любом случае во внутриразломном деформируемом пространстве могут одновременно (но с различными скоростями!) протекать различные процессы преобразования горных пород, что есть ничто иное как поглощение и преобразование подводимой к зоне разлома механической энергии или на более поздних стадиях и тепловой энергии, имевшей глубинную природу. В большинстве случаев воздействие на породы во внутриразломном пространстве носит аддитивный характер, хотя следует признать, что в любом случае спектр их проявления будет зависеть от состояния породной матрицы, или набора матриц разного состава. Те исследователи, которые попробуют применить метод В.К. Мельникова к таким сложным динамическим системам, какими являются зоны глубинных разломов, могут получить нетривиальные результаты, ибо в равной мере его метод пригоден к анализу смешанных детерминировано-стохастических систем с позиций хаотической динамики и теории случайных процессов.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИРАЗЛОМНОГО ПРОСТРАНСТВА

Очевидно, что всякое внутриразломное пространство является зоной поглощения (вернее преобразования) подводимой извне механической энергии. В зависимости от состояния породной матрицы, величины подводимой механической энергии и скорости ее поступления в зону разлома, во внутриразломном пространстве могут возникать сочетания морфологически различных форм, начиная от микроскопических, которые реализуются внутри минеральных зерен, вплоть до трещинных систем, зон расщепления и бластомилонитов. Иными словами, в данном случае мы имеем дело с полимодальной системой со многими степенями свободы поглощения подводимой к зоне разлома извне механической энергии. Хаос в минеральной массе разлома возникает только при перемещении блоков пород и их перетирации, или милонитизации в обычном укоренившемся понимании этого термина. Сложность заключается в том, что согласно книжным канонам всякое уменьшение размеров зерен *argon* подразумевает перетирацию пород, что зачастую не соответствует реальному положению дел.

Многие исследователи в области структурной петрологии неоднократно подчеркивали, что во внутриразломном пространстве преобладающим является бластез, откуда и пошел термин – бластомилониты. Как уже подчеркивалось выше, внутриразломное пространство является сферой поглощения и преобразования механической энергии. Одной из форм реализации такого механизма является бластез – перекристаллизация горной породы с уменьшением размеров минеральных зерен, слагающих горные породы.

Суть этого явления заключается в том, что с одной стороны уменьшение крупности зерен обуславливает увеличение прочности породы – это своеобразный отклик на внешнее воздействие, ибо по законам неравновесной термодинамики если на среду, находящуюся в стационарном состоянии воздействуют внешние силы, стремящиеся вывести систему из стационарного состояния, то в ней проявляются процессы, направленные на ослабление этого воздействия. В равной мере бластез это одна из эффективных форм поглощения механической энергии, ибо поверхностная энергия мелкозернистой породы на порядки больше крупнозернистой. Поэтому рост метакристаллов и перекристаллизация, протекающая с укрупнением минералов тектонитов во внутриразломном пространстве, проявляется на регрессивной стадии, после снятия тектонических напряжений.

В контексте рассматриваемой проблемы необходимо дать более точное определение терминов бласто и бластез. Бластез – это процесс перекристаллизации в твердом состоянии исходной горной породы во вновь образующуюся метаморфическую породу, протекающий с уменьшением размеров минеральных зерен. В начале слова «бласто» означает, что следы прежней структуры измененные перекристаллизацией, еще могут быть распознаваемы, а в окончаниях (бластовый, бластический) указывает на новоприобретенный структурный облик (Геологический словарь, 1973). Так как во внутриразломном пространстве все процессы перекристаллизации протекают в твердом виде, то к ним в равной мере применим термин «бласто». Поскольку катаклазиты не имеют ориентированной текстуры и возникают при хрупких деформациях, то это и отличает их от более зрелых тектонитов, представленных преимущественно бластомилонитами.

При этом необходимо подчеркнуть самую главную особенность этого процесса – по слагающим исходную и вновь образованную породы порообразующим компонентам это квази-зохимический процесс, где нет существенного привноса и выноса петрогенных компонентов.

В таком контексте внутриразломное пространство выступает как сообщество пород с разной степенью организации и анализ совокупности процессов во внутриразломном пространстве требует особого синергетического подхода. Внутриразломные ассоциации пород включают изохимические бластомилониты и неизохимические синтетектонические метасоматиты, но прежде всего, это протяженные на глубину и по латерали зоны пластических деформаций.

Именно глубинность заложения этих специфических структур определяет многие черты их развития и длительного существования. Глубинные разломы своими корнями уходят в верхнюю мантию. Движущей силой переноса глубинных флюидов и магматических флюидизированных расплавов по зонам разломов являются градиенты давлений. Поскольку глубинные разломы могут длительно существовать только в твердых породах, то нижней границей их проникновения в мантию будет являться верхняя кромка астеносферного слоя. Для зрелой архейской литосферы на глубинах 180-200 км общее давление достигает 59-66 кбар, и если разлом достигает этих глубин, то движущая градиентная сила переноса флюидов и флюидизированных магм будет огромной.

Глубинная часть зоны такого разлома характе-

ризуется преобладанием пластических деформаций, отвечающих по P-T условиям амфиболитовой и более высоким стадиям метаморфизма пород. Как известно, в зоне пластических деформаций наличие пор и трещин весьма гипотетично. Поэтому возникает далеко не тривиальный вопрос: как флюид преодолевает зону пластических деформаций, где трещины как таковые отсутствуют. Одним из результатов проявления стресса в условиях, когда $T > 400-450^{\circ}\text{C}$ является реализация процесса метаморфической дифференциации пород – формирование тонкосланцеватой структуры бластомилонитов. Именно это обстоятельство и играет решающую роль в транзитном массопереносе флюидов в зонах глубинных разломов.

Проведенные нами эксперименты привели к открытию принципиально нового механизма флюидного массопереноса через толщи пород литосферы – перенос флюидов вдоль плоскостей рассланцованных пород. Оказалось, что по массоемкости этот механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости и заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей рассланцевания почти на субмолекулярном уровне. Исходя из этого стало очевидным, что зоны бластомилонитов являются путями универсального и интенсивного массопереноса петрогенных, флюидных и рудных компонентов по разрезу литосферы. Причем, чем выше зрелость тектонита (степень его рассланцевания), тем значительнее его «массопроводность», ибо чем больше плоскостей рассланцевания в единице объема, тем выше его способность к переносу вещества [Летников, Бальшев, 1991].

Такой подход позволил объяснить роль глубинных разломов в транзитном переносе флюидных и других компонентов из мантии к верхним горизонтам земной коры. Этот механизм является универсальным и реализуется по всему разрезу литосферы и лишь в самых верхних частях разломов, где пластические деформации сменяются хрупкими происходит смена механизмов флюидного переноса, где флюиды от пленочных переходят к существенно объемным, мигрируя по системам крупных пор и трещин. Соответственно этому и изменяются механизмы взаимодействия их с породами и формы отложения минералов.

В условиях воздействия глубинных существенно водородных высокоэнергетических флюидов на породы литосферы возможно возникновение линейных зон проплавления пород, которые могут также играть роль флюидопроводников. Этот механизм реален и для всех протяженных градиентных магматических систем вплоть до

приповерхностных условий, что соответствует представлениям Д.С. Коржинского (1952) о «сквозьмагматических растворах» или «трансмагматических флюидах» в понимании Ю.А. Кузнецова и Э.П. Изоха (1969).

Возможность интенсивного переноса H_2O через расплав в виде потока флюидов была доказана нами экспериментально, где движущей силой переноса является градиент давлений (ΔP) между нижней и верхней частями магматической колонны [Летников, 1992].

Тонкосланцеватая структура бластомилонитов является уникальной флюидопроводящей системой, когда, например, по сланцеватости бластомилонитов при $500-700^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{фл}} \sim 1000$ бар, скорость прохождения флюидов на несколько десятичных порядков выше, чем в горных породах разной размерности слагающих ее минералов. И в силу этого обстоятельства на регрессивной стадии существования глубинного разлома, уже после снятия тектонических напряжений, флюидопроводящая бластомилонитовая структура служит универсальным флюидопроводником (по терминологии Г.Л. Пospelова, 1972). Именно по такому механизму в более поздние этапы флюидной активизации разлома в нем проявляются метасоматические процессы: гранитизация, калишпатизация, альбитизация, окварцевание, следствием чего является образование пегматитов и локальных гранитных выплавок кислого состава. По такому же механизму в бластомилонитах развивается более поздний рост метакристаллов полевых шпатов, слюды, амфиболов, кварца. И все эти метасоматические процессы сопровождаются привнесением и комплиментарным выносом петрогенных и рудных элементов, что в итоге может привести к возникновению в теле разлома единой восходящей метасоматической колонны [Летников, 1992].

Судя по известным минеральным геотермометрам для бластомилонитов Прибайкалья, применение которых в данном случае не очень корректно, тем не менее дает такой порядок цифр: для наиболее зрелых бластомилонитов – $500-600^{\circ}$, со снижением до $400-500^{\circ}\text{C}$ для менее глубинных разностей, P варьирует в пределах 6-8 кбар [Летников, Савельева, 1992].

Поскольку для глубинных тектонических зон характерна высокая флюидная проницаемость для эндогенных флюидов, то в них преобладающими становятся конвективные формы тепло-массопереноса, поэтому такие тектонические зоны реально представлять как гидродинамические сосредоточенные системы движения флюидов. Масштабы такого переноса флюидов из мантии в земную кору огромны, особенно в контексте общепланетарного выноса из мантии гра-

нитизирующих компонентов, роста гранитогнейсовых куполов и в итоге формирования гранитогнейсового слоя земной коры.

Особое значение для организации внутриразломного пространства имеет фактор времени. Поскольку механические напряжения и высокая температура во внутриразломном пространстве сохраняются даже в масштабах геологического времени достаточно долго, то это приводит к снижению предела механической прочности, пластического течения горных пород и реализации фазовых минеральных преобразований, лимитируемых диффузией. И поэтому численные значения, полученные при кратковременных лабораторных экспериментах, с учетом влияния фактора времени в реальных геологических системах должны корректироваться в сторону снижения этих величин.

Синергетическое сочетание широкого спектра эндогенных процессов во внутриразломном пространстве во многом предопределяет уникальность глубинных разломов в плане сонахождения в них месторождений и структурно-вещественных комплексов, которые за пределами таких зон не отмечаются.

К примеру на Кокчетавской глыбе (Сев. Казахстан) к зонам глубинных разломов приурочены крупные урановые и редкометальные месторождения, массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, низкотемпературные углеродистые метасоматиты с высокими содержаниями обширного спектра рудных компонентов, месторождения золота и полиметаллов (рис. 1). Их генезис связан с глубинными флюидными системами, под воздействием которых в мантии и в коре выплавлялись разнообразие магмы и формировались рудоносные флюидные системы. Но вместе с тем, приуроченность здесь к зонам глубинных разломов тел коровых эклогитов и тонкодисперсных, так называемых метаморфогенных алмазов, требует своего объяснения.

В работах, посвященных процессам, протекающим при пластической деформации горных пород, решающее значение имели эксперименты П. Бриджмена [Bridgman, 1958], затем с успехом продолженные в России школой Н.С. Ениколопяна [Жорин и др., 1979; Ениколо-

пьян и др., 1979, 1986]. Суть явления «эффекта Бриджмена» заключалась в том, что в твердых телах, при сочетании высокого давления (в.д.) и деформации сдвига (д.с.), происходило резкое снижение барического барьера фазовых переходов и образование термодинамически несовместимых фаз. Этот эффект был использован нами ранее для объяснения образования тонкодисперсных алмазов в бластомилонитах месторождения Кумды-Куль [Летников, 1983; Летников, 1999]. При Реализации механизма «давление + сдвиг» установлено [Жорин и др., 1979; Ениколопян и др., 1986]. 1) Коэффициенты диффузии растут на 10-15 десятичных порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без комбинирования давления и сдвига. 2) Скорости химических реакций растут на 3-8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой. 3) Это эндотермические процессы, когда вся необходимая для химического процесса энергия получалась непосредственно через механическую энергию, накопившуюся в веществе в процессе сжатия и деформации сдвига. И самое главное – в режиме в.д. + д.с. происходит образование термодинамически несовместимых фаз [Жорин и др., 1979]. Если вдоль сланцеватости тектонитов, одновременно будет происходить миграция восстановленных высокоуглеродистых флюидов, как это имело место при образовании графит-алмазного месторождения Кумды-Куль, то по рассмотренному механизму в теле глубинного разлома в земной коре одновременно могут кристаллизоваться графит + тонкодисперсный алмаз, микровыделения коэсита [Летников, 1983].

В равной мере это относится и к другим минеральным ассоциациям во внутриразломном пространстве. Так образование высокобарных минеральных ассоциаций в зонах пластического течения пород во внутриразломном пространстве было установлено на Кольском полуострове [Беляев, Митрофанов, Петров, 1998], а В.В. Травин и Н.Е. Козлова (2005) рассматривают локальные сдвиговые деформации в зонах пластического течения пород как причину эклогитизации, что подтверждается и приуроченностью эклогитов на Кокчетавской глыбе к зонам глубинных разломов (рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синергетический подход к анализу совокупности процессов, протекающих в зонах пластических деформаций во внутриразломном пространстве, позволяет с новых позиций подойти к пониманию процессов формирования в них внут-

риразломного пространства, в том числе и сейсмических очагов, а сам процесс землетрясения рассматривать как отклик системы на накопление механической энергии в пределах «реологических ловушек» и переход механической энер-

гии в тепловую по механизму реологического взрыва [Летников, Авсюк, 2008]. Из нашего краткого обзора следует, что зоны глубинных разломов являются уникальными геологическими образованиями, в которых эмерджентно проявляются разнообразные процессы, синергетиче-

ский анализ которых позволяет выйти на принципиально новый уровень решений.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 08-05-00182) и Программы поддержки научных школ (грант НШ-1864.2008.5).

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: 1996. 256 с.
- Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.М.* Локальные вариации P-T параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // ДАН. 1998. Т. 361, № 3. С. 370-374.
- Гапонов-Грехов А.В., Рабинович М.И.* Нелинейная физика // Физика XX века: развитие и перспективы. М.: 1984. С. 219-280.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т. 1. 486 с.
- Ениколопан Н.С.* Проблемы химической кинетики. М.: 1979. С. 322.
- Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С.* Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // ДАН. 1986. Т. 288. № 3. С. 657-660.
- Жорин В.А., Миронов Н.А., Никольский В.Г., Ениколопан Н.С.* Исследование смесей полиэтилена и полипропилена после воздействия высоких давлений // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 5. С. 1153-1156.
- Зубов В.Г., Фирсова М.М.* О свойствах кварца // Кристаллограф. 1962. Т. 7, вып. 3. С. 469-471.
- Казанский В.И.* Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование // 24-геол. конгресс. Доклады сов. геологов. М.: Наука. 1972. Пробл. 4. С. 63-71.
- Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. 1952. Сер. геол. № 2. С. 56-59.
- Крейтер В.М.* Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат. 1956. 276 с.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества // Проблемы петрологии и генетической мин. М.: Наука. 1969. Т. 1. С. 7-20.
- Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука. 1975. 213 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.* Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибир.: Наука. 1986. 221 с.
- Летников Ф.А., Балышев С.О.* Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибир.: Наука. 1991. 146 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б.* Тектонометаморфические породы (глава 9) // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Новосибир.: Изд. ОИГГМ СО РАН. 1992. С. 152-167.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибир.: Наука. 1992. 228 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заури Н.М.* Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской зоне // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 681-686.
- Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С.* Акцессорные минералы из эклогитов и алмазоносных пород месторождения Кумдыкуль // Записки ВМО. 1999. № 6. С. 16-27.
- Летников Ф.А.* Синергетика природных и техногенных воздействий на человека (глава 2) // Экология человека в изменяющемся мире. Екатеринбург: Изд. УрО РАН. 2008. С. 57-107.
- Летников Ф.А., Авсюк Ю.Н.* К вопросу о природе глубинных сейсмических очагов // ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 1-3.
- Летников Ф.А.* Об образовании алмазов в тектонических зонах // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 433-435.
- Панин В.Е.* Волновая природа пластической деформации твердых тел // Изв. Вузов. Физика. 1990. № 2. С. 4-19.
- Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука. 1973. 335 с.
- Семенченко В.К., Баскакова В.Б.* О термодинамической устойчивости кварца в области α - β перехода // Изв. АН СССР. Серия неорг. мат. 1969. № 4, 5. С. 766-772.
- Симиу Э.* Хаотические переходы в детерминированных и стохастических системах. М.: Физмалит, 2007. 208 с.
- Травин В.В., Козлова Н.Е.* Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации // ДАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 376-380.
- Bridman P.W.* The physics of high pressure. Bell and Sons. London: 1958. 308 p.
- Griggs D.T., Turner F.V., Heard H.C.* Rock deformation (A Symposium) Nem. Geol. Soc. Amerika. 1960. V. 79, № 1. P. 65-84.
- Melnikov V.K.* On the stability of the center for time periodic perturbations // Transactions of the Moscow Mathem. Assoc. 1963. V. 12. P. 1-57.

РОЛЬ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С.Ю. Милановский, В.Н. Николаевский

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, victor@ifz.ru

ВВЕДЕНИЕ

Предметом обсуждения настоящей работы является земная кора, которая представляет собой многоэтажную динамическую структуру, с определенными режимами деформирования и соответствующими им типами разрушения горных пород. Хотя геологические и геофизические данные всегда указывали на глобальную расслоенность как коры, так и литосферы [Пейве и др., 1980; Лукьянов, 1991; Розен, Федоровский, 2001a], расшифровка расслоенности требует учета количественных физических оценок. Здесь рассмотрены основные уровни режимов трещиноватости горных пород, соответствующие земной коре - от поверхности до ее подошвы, в связи с геофизическими и геологическими данными, несущими информацию об этих режимах. Отметим, что изучение реидной¹ деформации горных пород (их течения) в относительно неглубоких условиях [Леонов, 2008; Леонов и др. 2008; <http://concrust.ginras.ru/Rezultaty.htm>] также по существу относится к этому направлению.

В 1979 году В.Н. Николаевский обратился к данным о прочностных испытаниях разрушении кернов горных пород (финитных)² при трехосных испытаниях. Он построил³ карту трещиноватости горных масс в зависимости от РТ - условий. Если принять, что стандартная земная кора гранитно-гнейсовая, то именно на Мохо, согласно модели (Николаевский, 1979) происходит ангиляция непрерывности сети трещин, которая всюду обеспечивает свободное проникание воды и газов, (см также⁴). Это означает, что все процессы переноса в земной коре, а также её метаморфизм контролируется геомеханическими

¹ Реидная деформация (от "г е о" - течь) охватывает все виды тектонического течения (пластическое, хрупко-пластическое, катакластическое и пр.) и различные их сочетания.

² Финитное разрушение - на асимптоте времени испытания, что соответствует большим геологическим временам

³ Николаевский В.Н. (1979) Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. ДАН СССР, т. 249, № 4, 817 - 821.

⁴ Милановский С.Ю., Николаевский В.Н. (1989) Термомеханический анализ строения земной коры (вдоль геотраверса Баренцево море - Восточные Альпы). Известия АН СССР, Физика Земли. № 1. 83-91.

факторами в конкретных термодинамических условиях. Соответственно и наблюдаемые геофизические поля, связанные с веществом коры необходимо рассматривать в контексте трещиноватости геоматериалов. Эти обстоятельства требуют расширения аспектов исследования. Результаты последних лет [Гольдин, 2002, 2004, 2005; Макаров, 2007; Чиков, 2005; Колодяжный, 2006; и др.] также показывают связь изучаемой модели с общими закономерностями самоорганизации геосреды в поле тектонических сил и условий.

В работах В.Н. Николаевского [1983, 1984, 1996] были классифицированы преобладающие типы разрушения для характерных РТ - диапазонов реальной коры. Расширим упомянутые работы, останавливаясь на следующих моментах:

Во-первых, это вещественный аспект - роль конкретного состава пород в РТ - уровнях разрушения горных пород и процессах их деформации.

Во-вторых, сопоставление особенностей пространственно-временного распределения сейсмичности коры с указанными уровнями.

В-третьих, рассмотрение природы геофизических полей в её связи с трещиноватым состоянием горных массивов. В первую очередь это касается упругих характеристик и электропроводности.

В-четвертых, классификация уровней разрушения - это ключ к оценке минеральных преобразований (метаморфизма) горных пород, протекающий в условиях открытой системы. И, наконец, **в-пятых** - это **флюидный режим коры**, включающий тепломассоперенос и взаимодействие флюид-порода. Этот аспект необходимо дополнить рассмотрением процесса плавления пород в зависимости от РТ условий и содержания, летучих в породе, с одной стороны, и условий отделения флюида из магматического расплава, с другой.

С прикладной точки зрения этот перечень важно дополнить ролью трещиноватости в процессах формирования как твердых, так и газозово-жидких месторождений полезных ископаемых.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТРЕЩИНОВАТОЙ КОРЕ

Представления о связи вещественного состава земной коры с интегральными характеристиками её скоростного разреза [Taylor, McLennan, 1995, Christensen, Mooney, 1995] по мере детализации последнего потребовали привлечения новых идей в дополнении к традиционному подходу. Мощным толчком к этому послужили результаты свехглубокого бурения кристаллической коры наглядно показавшие, что наиболее интенсивные сейсмические границы имеют не вещественную, а трещиноватую природу [Кольская свехглубокая, 1984, Kremenetsky, 1990, Спецвыпуск по КТВ, 1997, Lüschen et al., 1993, Juhlin, 1990].

Сам факт появления трещин, как по-разному, показали полевые наблюдения [Николаевский, Шаров, 1985], теоретические модели [Гарагаш и др., 2005] и лабораторные измерения [Lebedev et al., 1991, 1996] - скорости сейсмических волн в них меняются достаточно для объяснения особенностей сейсмических разрезов гранито-гнейсовой земной коре. С другой стороны, развитая трещиноватость снижает сопротивление сдвигу горных масс [Гольдин, 2002], что находит подтверждение в работах геологов отмечающих ведущую роль средне- и нижне-коровых течений вещества её тектонике, включая верхнюю хрупкую часть коры [Леонов, 2008; Колодяжный, 2006]. Феномен нижнекоровой сейсмической расслоенности [Meisner, Mooney, 1998; Christensen, Mooney, 1995; Lüschen et al., 1992] также указывает на её реологическую природу. По-видимому, еще предстоит оценить вклад, как вещественного состава, так и трещиноватости в величины средних интервальных скоростей в коре. В тоже время нельзя не согласиться с увеличением базификации коры к её основанию [Розен, Федоровский, 2001; Taylor, McLennan, 1995], на что указывает баланс теплового потока и модель теплогенерации коры [Кременецкий и др. 1986; Kremenetsky, et al., 1989]. С другой стороны тонкая сейсмическая структура коры, включая волноводы, требует привлечения моделей содержащие трещиноватые породы. Понимание закономерностей проявления этой трещиноватости открывает путь для понимания широкого круга явлений в земной коре, а также их взаимосвязи.

В условиях реальной коры наряду с процессами хрупкого разрушения происходят преобразования вещества *под нагрузкой*, которые в условиях пластического течения создают *неравновесные* минеральные ассоциации [Поспелов, 1973; Пуарье, 1988; Чиков, 1992, 2005]. В зависимости от скорости деформационных течений высокоэнергетические преобразования возможны

вплоть до реологического взрыва породы [Ярославский, 1982].

В концентрированном виде закономерности разрушения горных пород даны на рис. 1. Основные положения развиваемого подхода были изложены в работах [Николаевский, 1979, 1982, 1983, 1984, 1996а,б, 2006; Милановский, Николаевский, 1979; Николаевский, Шаров, 1985; Гарагаш и др. 1986]. Эта точка зрения была положительно воспринята и продолжена в отечественной литературе, однако теперь имеет смысл подчеркнуть её отличие от иных предложений. ***В развиваемом подходе, вся кора в целом уподобляется элементу горного (трещиноватого) массива***, а смены типов разрушения сопоставляются с природными границами коры. Если в верхней части коры результаты нашего подхода отвечают схемам Байерли, Раналли, Сибсона, Шермана [Byerlee., 1967, 1968, Sibson, 1977, 1982, 1994; Knipe, 1989; Ranalli, 1991, 1995, 1997, Шерман, 1977; <http://lab.crust.irk.ru/tectonophys/metod/teor2.htm> и др. – см. рис. 2, 3) и др., то предположение последних о ползучести массивов в ненарушенном виде ниже уровня в 400⁰С неприменимо – сеть трещин идет значительно глубже.

В случае с зоной разлома (с зоной тектоно-метаморфического преобразования, в терминологии Б.М. Чикова, зоной сдвига – shear zone, в западной терминологии), в непосредственном геометрическом соседстве с ним зачастую наблюдаются породы, резко дифференцированные по типу метаморфической переработки, степени перекристаллизации, однородности, флюидным включениям. Эти наблюдения отражают свойства пород деформируемых под нагрузкой, вытекающие из механики геоматериалов [Гарагаш и др. 1986] и находящее подтверждение при полевых и лабораторных исследованиях обнажений древних метаморфических областей (Мельников, 2008). Некую аналогию этого явления можно увидеть и в зонально-трещиноватой структуре коры в целом. На фоне относительно плавно меняющихся с глубиной РТ условий, определяющих равновесные метаморфические фации, которые и преобладают в конкретных интервалах глубин (рис. 1), пространственные вариации вполне могут приводить к локальным структурным особенностям. Ярким примером такой локальной особенности может служить область подготовки землетрясения, в которой происходит локальное изменение свойств, вызванное этапами дилатансионного предразрушения блочной среды [Nikolaevskiy, Rice, 1979; Райс, 1982; 1975; Гольдин, 2004, Ребецкий, 2006, 2008]. Мо-

ниторинговые наблюдения сейсмического разреза коры в области очага, свидетельствуют о локальной скоростной перестройке в коре из-за перераспределения тектонических сил приводящих к нарушению сплошности массива. [Соболев, Пономарев, 2003; Dobrovolsky et al., 1979]. Очевидна роль и встречных процессов, приводящих к залечиванию трещин на «спокойной» стадии эволюции коры. Они упрочняют горные массы, снижают проницаемость, тормозят минеральное преобразования породы и т.д. Впрочем, достигая критических значений накопления энергии в локальной области, система может взрывным способом сбрасывать эту энергию, создавая новые

каналы проводимости (трещины) в среде, см. Фурнье [Fournier, 1999, 1990; Norton, Knapp, 1977; Norton, Knight 1977; Петров и др, 2008]. В ряде случаев удастся проследить, например, по распределению газовой-жидких включений [Котельникова, 2005], саму смену процессов переноса - от диффузионного до фильтрационного. В общем виде деструкция литосферы, как реакция геоматериала на воздействия, описана С.В. Гольдиным [2002]. Масштаб этой деструкции достигает уровня раскола континента по В.П. Трубицыну, [1988; Трубицин, Бобров, 1993]? когда происходит разрушение всех горизонтов коры.

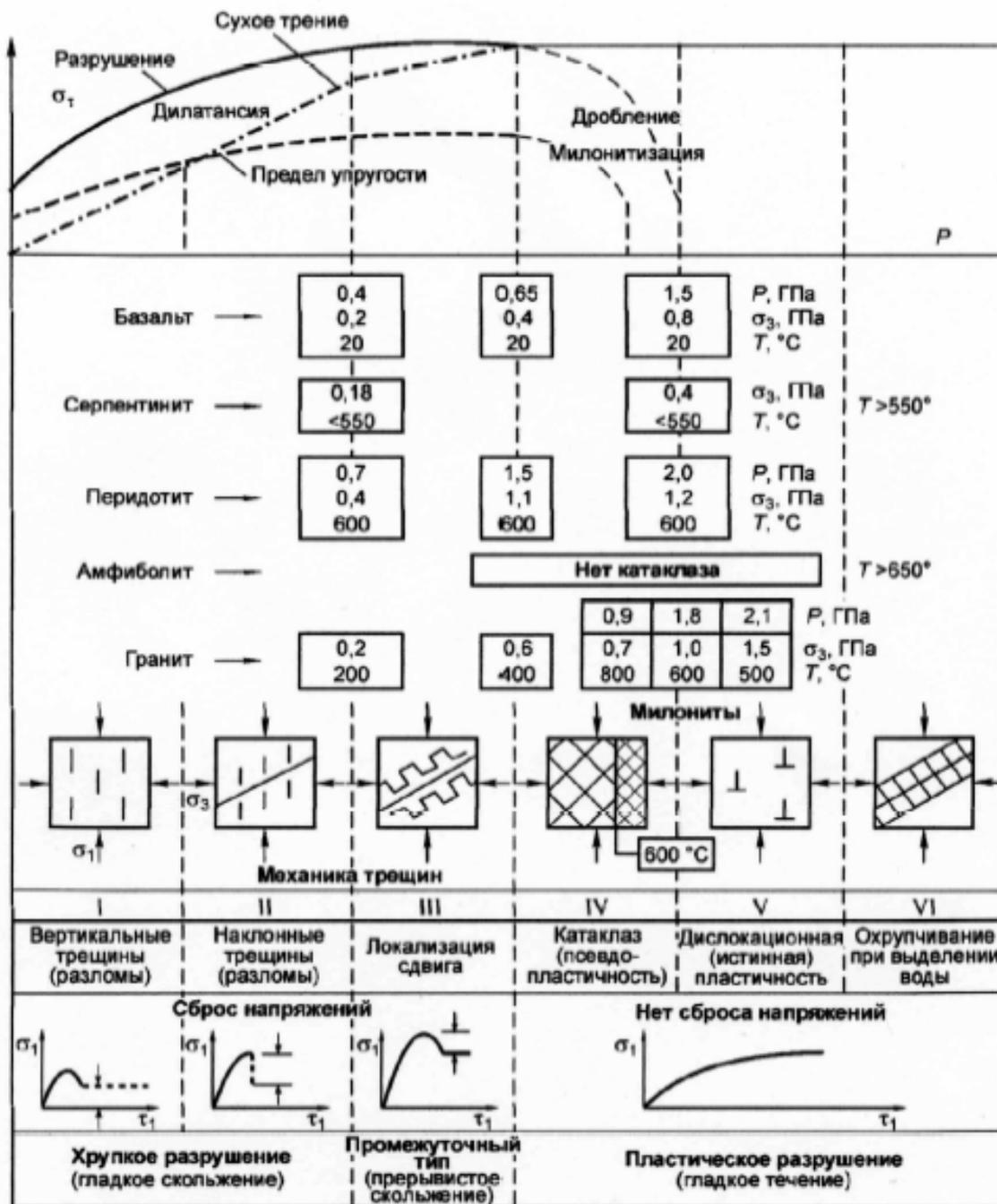


Рис. 1. Сводка финитных состояний разрушения пород земной коры по трехосным испытаниям горных пород по [Николаевский, 2006]

Вынужденно остановимся на критике С.Н. Иванова [2001] по поводу: «модели В.Н. Николаевского [1979, 1982, 1996; Николаевский, Шаров, 1985], пользующейся популярностью в нашей стране». В число недостатков «популярной модели» попали -исключение милонитизации в зонах разломов в интервале глубин средней и нижней коры; возможность «свободной циркуляции вод от дневной поверхности до Мохо».

На самом деле, карта разрушения рис. 1 применима всюду, где достигнут разрушающий уровень напряжений при заданных РТ условиях, в том числе *внутри разломов* (с поправкой на температуру и присутствие летучих, снижающих порог разрушения(за счет понижения поверхностной энергии минералов) - см. [Гарагаш и др. 1986]. Другое дело, что сам ее автор применял лишь в масштабе всей коры. Кроме того, правильное говорить о возможности «гидравлического переноса» воды - «свободная циркуляция» термин более узкий и не отражает сути дела. Речь может идти о связанной воде (кристаллизационно-связанной), воде переходного типа (осмотической и капиллярной) и гравитационной. В частности, И.Г. Киссин [1996, 2001, 2006] занимался возможностью гидратации воды в минеральные ассоциации и обратно в связи с геодинамическими процессами в коре. Факт хорошо известный в метаморфической геологии [Файф и др. 1981]. Естественно, рассматриваемый процесс относится к переносу водных масс, но далек от «свободной» циркуляции. Аналогичные коровым, процессы, по транспортировке гидроксильных групп на глубину в мантию, но уже в составе погружающихся эклогитов, и их роли в про-

цессе корово-мантийного рециклинга (при плавлении пироксенита) широко обсуждается в работах геохимиков [Соболев и др 2009; Sobolev et. al., 2007, 2008; Hofmann, 2002]. Интересен механизм метаморфического насоса, предложенный Л.В. Боровским и Л.Е. Яковлевым, для объяснения нисходящей фильтрации первично гравитационной воды осадочной толщи, поглощаемой при гидратации свежими «сухими» базальтами, описанный для района Саатлинской скважины [Borevski et.al., 1985]. Волновой механизм поступления флюида по разломам в корневую зону волновода, находящуюся в фазе дилатансии с дальнейшим отжимом флюида из волновода в фазе компакции рассмотрен в работе [Karakin, 2001]. Ранее этот эффект был предложен в работе [Николаевский, 1987] в связи с коровым генезисом углеводородов

Что касается предложений И.Г. Киссина [1996, 2001, 2006] – Фурнье [Fournier, 1999] - Иванова [1990а, б, 1998, 1999] об «отделителе», то-есть о непроницаемости границы Конрада, то, прежде всего, неясно, идет ли речь о существовании здесь некоего физического тела или о типе состояния геоматериалов. По представлениям нашей теории, *дискретная* граница Конрада (С) представлена рядами выполаживающейся части шарьяжа листрических разломов (рис. 2).

Естественно, внутри разломов материал может подвергаться милонитизации. Типизация внутри разломных тектонитов, включая этап милонитизации, например была дана в книге [Шерман, 1977]. Ниже границы Конрада массивы земной коры находятся в катаклазированном состоянии (они раздроблены), а в динамике ведут себя как пластическое тело. На этих глубинах может про-

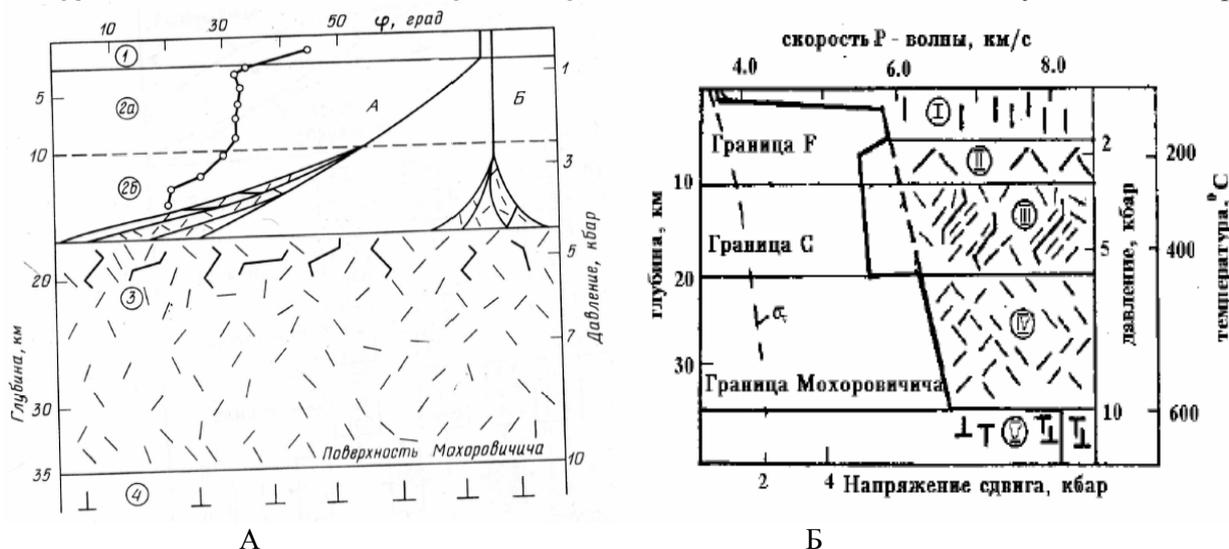


Рис. 2. Трещинная зональность земной коры а) [Николаевский, Шаров, 1985], б) [Николаевский, 2006]. 2А) А - обобщенный листрический разлом, В- субвертикальный разлом. Кривая с открытыми точками – изменение угла падения разломов в кристаллической коре УКЩ по данным МОВ [Шаров, Гречишников 1982]; 2Б) «стандартный» сейсмический профиль Европы по Боту [1974]

исходить снижение гидропроницаемости коры за счет переноса вещества (например, кварца, растворенного в закритической воде) по системе трещин с больших глубин нижней коры [см. например Кпире, 1992, Sorkhabi, 2002]. Возможно, что на каких-то глубинах литостатическое и боковые давления (на какое-то геологическое время) сближаются и оказываются в квазигидростатических условиях. Такие области смогут отличаться монолитностью и малой проницаемостью, поскольку имевшиеся трещины заживляются, а новые не формируются. Возможность обнаружения этих областей по распределениям скоростей связана с разрешающей способностью сейсмического метода. По мере совершенствования сейсмических наблюдений удастся выявить более тонкие внутрикоровых структур, отражающих особенностей локального поля напряжения [см. Волож и др., 2000]. Более того, это поле часто определяет направленность метасоматических процессов в коре.

Л.В. Боровский и А.А. Кременецкий [1985], Л.Н. Овчинников и А.А. Кременецкий [1986], Фурнье [Fournier, 1999, 1990] обсуждали существование контрастных по флюидо - проницаемости границ (областей) в пределах коры. Как правило, такие границы – изоляторы нужны для формирования зон обогащения полезными ископаемыми, совпадающими с областями корового разуплотнения. Перечисленные авторы, как и С.Н. Иванов, свое внимание акцентируют на экране, замедляющем или вообще перекрывающим движения флюидов.

Обратно, появление слабопроницаемых границ в кристаллической коре связано не только с геомеханическими, но и с метаморфическими, магматическими факторами. Динамика залечивания кремнеземом трещин гидротермальных систем исследована в работе А.О. Глико [2002]. Иначе говоря, эти факторы взаимосвязаны [Омельяненко и др. 2007]. Роль механического фактора в общем виде может приводить к появлению тонкодисперсного геоматериала (милонитов) - в результате локальных подвижек и катакластических течений при локализации сжатия [Гарагаш и др., 1986]. Под воздействием напряжений сдвига высокого уровня происходит перекристаллизация мелкозернистых минералов, приводящая к еще большей монолитности участков.

Появление геохимического или термодинамического барьера также будет приводить к осаждению либо химическому связыванию растворов и формированию слабопроницаемых зон. Значительная часть учения о формировании залежей полезных ископаемых основана именно на этих явлениях [Смирнов, 1993; Старостин, Игнатов, 1997; Рундквист, 1969; Летников, 1999; Голубев,

1981; Jiankang, et al., 2005]. Вопрос о долговечности и протяженности таких зон является предметом специальных дискуссий. Многообразие внутренней структуры кварцевых жил коллизионных структур Урала посвящена работа Поленова [2008], где отмечена многостадийность эволюции жил на разных с этапах тектоники коры.

Комплексные исследования фильтрационно-емкостных свойств трещиноватой среды и выявление эффектов метасоматоза на механические свойства пород, находящихся в напряженном состоянии, проводятся [Лаверов и др., 2008, Nutex Report, 2004, Петров и др., 2008] в природных подземных лабораториях в связи с проблемой захоронения отработавшего ядерного топлива (ОЯТ). Особое значение при анализе флюидного режима коры имеет высокая растворимость солей урана, позволяющая отслеживать пути миграции флюидов в условиях *in situ* [Омельяненко и др., 2007].

Все же, такие слабопроницаемые зоны кристаллической коры нельзя считать региональной границей, разделяющей этажи коры, поскольку мы имеем дело с открытой системой. Опыт изучения флюидной зональности и рудной минерализации в разрезе Кольской скважины (Боровский и др., 1984; Овчинников, Кременецкий, 1986; Боровский и др, 1996) подтвердил общий геомеханический прогноз В.Н. Николаевского (1979) о природе границы Конрада и связал флюидный режим с магматизмом и рудопроявлением. Формирование мощного пикрит-базальтового протерозойского покрова (низкопроницаемой толщи) в сочетании с напряженным состоянием пород Печенгской структуры на стадии океанского рифтогенеза, реакциями дегидратации в перекрытых архейских и протерозойских толщах и резким повышением флюидного давления, что способствовало снижению прочности пород, привело к формированию трещиноватой зоны под непроницаемым базальтовым покровом.

Как показали исследования (см. книгу [Овчинникова и Кременецкого, 1986]), образовавшийся флюид, ища выхода из автоклава, мигрировал не вверх через базальтовую толщу, а вниз и далее по латерали, туда, где в данных условиях и возникли трещиноватые, проницаемые зоны низкого порового давления. Соответственно выявленные зоны рудного обогащения (редкие земли, уран, золото), вплоть до «ураганных содержания», выявлены в низах зоны разуплотнения. [Овчинников, Кременецкий, 1986]. Часть флюида осталась запечатанной в трещиноватой зоне в виде флюидных включений либо высокоминерализованных линз по разрезу СГ-3 [Боровский и др., 1984]. Подробно процессы взаимодействия

флюида с вмещающими толщами при прогрессивном метаморфизме, включая процесс генерации трещин гидроразрыва обсуждается в работе [Connolly, 1997]. В частности там дана оценка проницаемости пород на фронте метаморфизма, она составила 10^{-16} м^2 . Аналогичная величина для зон активного метаморфизма в верхней коре приведена в работе [Manning, Ingebritsen, 1999]. Существенным моментом является тот факт, что рост проницаемости в стадии активного метаморфизма возможен именно в силу геомеханических свойств геоматериалов находится в трещиноватом состоянии, не запрещенным РТ условиями. Приведенные в работе [Ветрин, 2007] геохимические аргументы свидетельствуют об активном флюидном режиме коры в районе СГ-3 и поступлении летучих из нижележащих коровых и мантийных горизонтов. К аналогичному выводу приходят авторы [Савко, Шевырев, 2002] на основе сопоставления самородных рудных образований обнаруженных в микротрещинах пород СГ-3 на глубинах 9500-11000м с аналогичными образованиями в курильщиках Океана. По мнению [Савко, Шевырев, 2002] дискуссионным является предположение о «запечатанности» глубинных рассолов с момента завершения рифтовой структуры Печенги. Присутствие в обводненных зонах «молодой», склонной к миграции, ртути в концентрациях на порядок большей кларковой, самородных металлов в микротрещинах свидетельствуют об относительно недавних, по сравнению с возрастом Печенги, процессах привноса вещества. Последнее обстоя-

тельство важно, поскольку оно является экспериментальным свидетельством геомеханического (тектонического) фактора, который способствует поддержанию трещин в массиве пород на глубинах в 4 - 10 км и на текущем этапе развития коры. Гипотеза о дилатансионной «закачке» первично метеорных вод в зонах рифтогенеза [Савко, Шевырев, 2002] перекликается с механизмом «закачки» метеорных вод в верхнюю мантию по проницаемым зонам в сейсмоактивных областях зон субдукции предложенном в работе [Khain, Lobkovskiy, 1994]. В этом же ключе в работе [Becken et al., 2000] обсуждается проникновение воды в глубокие горизонты коры по разлому Сан-Андреас.

Важные свидетельства наличия свободной воды до глубины 9000м получены исследователями немецкой сверхглубокой скважины в Оберпфальце (Спецвыпуск по КТВ, 1997. JGR. V. 102, B8). Оценка проницаемости массива *in situ* в скважине КТВ на глубине от 3 до 6 км составила ($10^{-15} - 10^{-18} \text{ м}^2$), в отличие от проницаемости образцов из этого интервала, которая составила ($10^{-20} - 10^{-18} \text{ м}^2$). Поразительная оценка дана для проницаемости трещиноватой зоны в КТВ равной 10^{-4} м^2 (Спецвыпуск по КТВ, 1997). Косвенная оценка проницаемости *in situ* по геотермическим данным для трещиноватых зон Кольской скважины ниже 6000 м составила $\sim 10^{-12} \text{ м}^2$ для 200 метровых интервалов и $\sim (10^{-13} - 10^{-14} \text{ м}^2)$ в интервале 1000 м [Любимова и др., 1985], что контрастирует с оценкой проницаемости образцов керна взятого с этой же глубины, составляю-

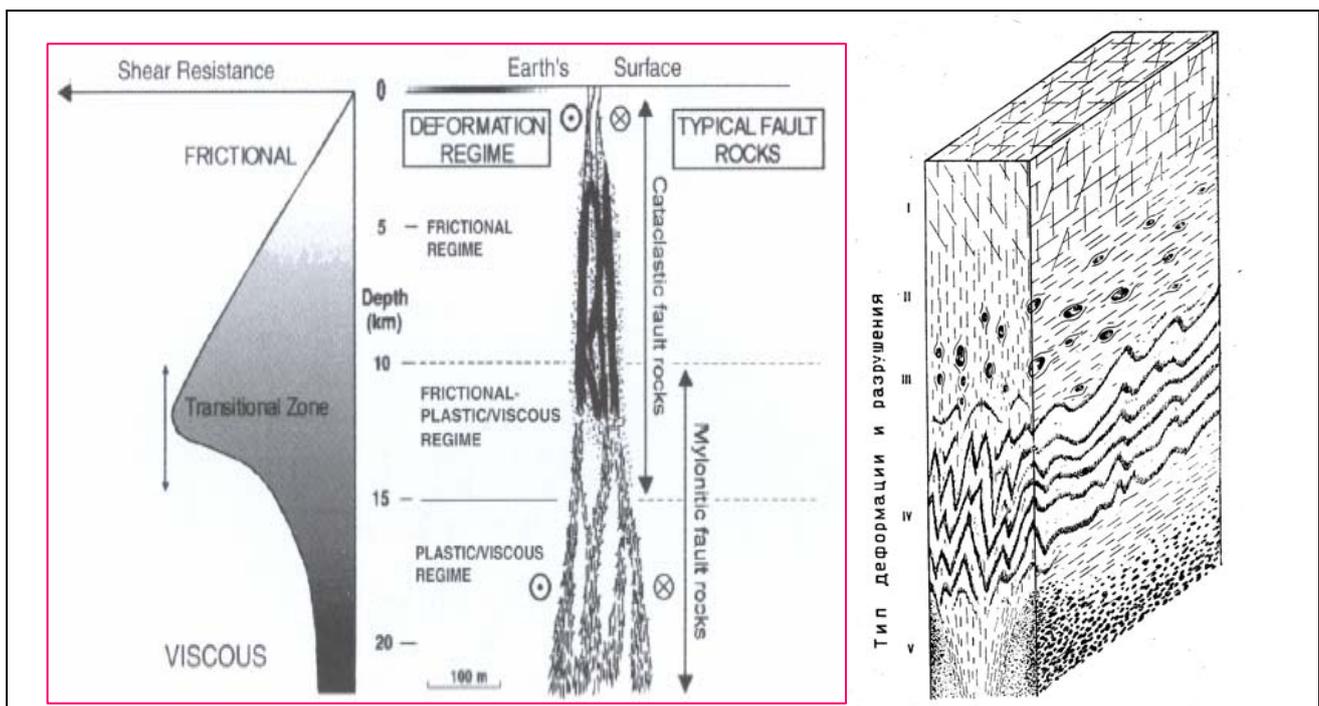


Рис. 3. Слева – схема зон трещиноватости в теле разлома (Книре,1992), справа – тоже по Шерману(1977): I- хрупкое разрушение, II- квазихрупкое разрушение, III – квазипластичное разрушение, IV –пластическое течение, V- вязкое течение

щей $10^{-17} - 10^{-18} \text{ м}^2$ [Шмонов и др. 2002]. Еще одна косвенная оценка проницаемости активизированной коры на примере района грабена Эгер (Центрально-Европейская рифтовая система) основанная на изучении растворимой в водном флюиде углекислоты дала среднюю величину 10^{-17} м^2 . Эта оценка соответствует пространственной базе до 60 км - удалению от интрузивного тела [Kohl, Rybach, 1998].

Результаты изучения изотопии кислорода и водорода в СГ-3 [Боревский и др., 1984] и КТВ (Спецвыпуск по КТВ, 1997) выявили эффект метаморфического обогащения O^{18} во флюидных включениях, свидетельствующий о многократном циклическом процессе перехода метаморфического флюида из свободного состояния в связанное.

Напомним также, что в нефтегазовой геологии принято говорить о структурных ловушках, подразумевая при этом наличие пористой (трещиноватой) среды и непроницаемого перекрытия. Наблюдаемые на месторождения углеводородов аномалии пластового давления (АВПД или АНПД), указывают на локальную, гидравлическую замкнутость этих объектов. Особое значение имеет и проблема «материнской» толщи предварительного накопления и преобразования углеводородов. В последние годы внимание привлечено [Каракин, Камбарова, 1997; Karakin, 2001; Каракин и др., 2003] к роли волноводов земной коры [Николаевский, 1987; Павленкова, 2001] именно как трещинно-пустотного объекта, где могут происходить необходимые для генерации нефти термодинамические преобразования вещества [Дмитриевский и др. 1997; Nikolaevskii, 1992].

Чем выше интенсивность тектонических импульсов (смен напряженного состояния), тем эффективнее изменяется открытая пористость и проницаемость. (Sibson, 1994, Heffer, 2005, Киссин, 2001, Wibberley et al., 2008, Barton et al., 1995) Более того, предлагаемые медленные механизмы изменений, как-то непрерывная фильтрация минерализованных флюидов через малопроницаемый экран в коре (Ваньян, 1996), должны залечивать его каналы за счет выпадающего из раствора вещества (Глико, 2002).

При спаде тектонических напряжений остаточная дилатансионная пористость сохраняется, и начинается этап уменьшения связности трещин как проводящей системы. Часть флюида окажется в виде изолированных линз и флюидных включений. Возможны и регрессивные процессы, приводящие к переходу свободного флюида в состав кристаллической решетки. На примере кремнезема в гидротермах этот процесс изучен Потаповым и Журавлевым [2007].

Новая активизация (тепловая, механическая) регенерирует систему трещин и «извлекает» связанный или изолированный флюид. Механизм «извлечения» может быть как метаморфическим, так и более экзотическим - «дилатансионно - вакуумно - насосным», в основе которого лежат изменения объема трещин. Формирование «свесоленых» метаморфогенных рассолов говорит о таком механизме [Шварцев 1992, 2001]. Данные по изотопии кислорода и водорода в СГ-3 [Боревский и др., 1984] и КТВ (Спецвыпуск по КТВ, 1997) выявили эффект метаморфического обогащения O^{18} во флюидных включениях также свидетельствуют о механизме обогащения им метаморфического флюида в присутствии трещин и разрывов - как в древних (архей-протерозой) метаморфических породах в разрезе СГ-3, породах палеозоя (КТВ), так и в осадочных мезозойских (меловых) породах Терско-Каспийского прогиба [Сианисян, 2001].

Все накопленные за последние годы геофизические, и в первую очередь, данные ГСЗ и МОВ-ОГТ о слоистости земной коры (например, [Каракин и др., 2003]) подтверждают именно геомеханическую природу сейсмических границ⁵. В частности, генерализованное разделение земной коры на верхнюю, среднюю и нижнюю соответствуют рассматриваемой здесь схеме. Детальные работы МОВ - ОГТ на длинных профилях в разновозрастных структурах позволили уточнить внутреннюю структуру основных этажей коры. Сочетание исследований преломленными и отраженными волнами позволило находить наклонные границы, как региональные, так и внутрикоровые.

На рис. 4 и 5 даны примеры листрических разломов, возникающих на различных пространственных масштабах земной коры. Как и линии скольжения в массивах поверхностных грунтов, они прилегают к оси главного сжатия, а потому их ориентация говорит о внутрикоровых напряжениях, связанных с детачментом (Лобковский, 1988).

Если сопоставить РТ-условия зоны волновода, то видно ее соответствие диапазону интенсивной дилатансии, изображенной как интервал 3 на рис. 1. Волновод складывается (рис. 6, 7) из горизонтальных участков листрических разломов, а иногда (как на Кавказе) он соответствует вообще нижней коре. Волновод, как квазигоризон-

⁵ *Новейшие результаты по разрушению горных пород проведенные под руководством Б.Г.Тарасова (Tarasov, 2008a, 2008b, Tarasov & Randolph, 2007), которые выявили резкое возрастание хрупкости пород при росте всестороннего давления в диапазоне давлений от 60 до 200 МПа, что соответствует появлению зоны волновода в верхней коре*

тальный разлом «захватывает» сейсмическую волну (trapped wave), которая распространяется по его телу, отражаясь от жестких стенок. Известна роль волновода Русской платформы, выходящего к свободной поверхности на Балтийском щите, где располагаются станции мониторинга сейсмических событий в России.

Отдельного внимания заслуживают геофизические аномалии, относящиеся к коровым волно-

водам. Кроме относительно редких случаев, когда их природа обусловлена вещественным составом, высоким геотермическим градиентом (Любимова, Воларович и др., 1985) или подплавлением пород, большинство коровых волноводов просто объясняются с позиции геомеханики [Николаевский 1982; Милановский, Николаевский, 1989; Каракин, Павленкова и др., 2003; Шаров, 2003; Николаевский, Шаров, 1985; и др.].

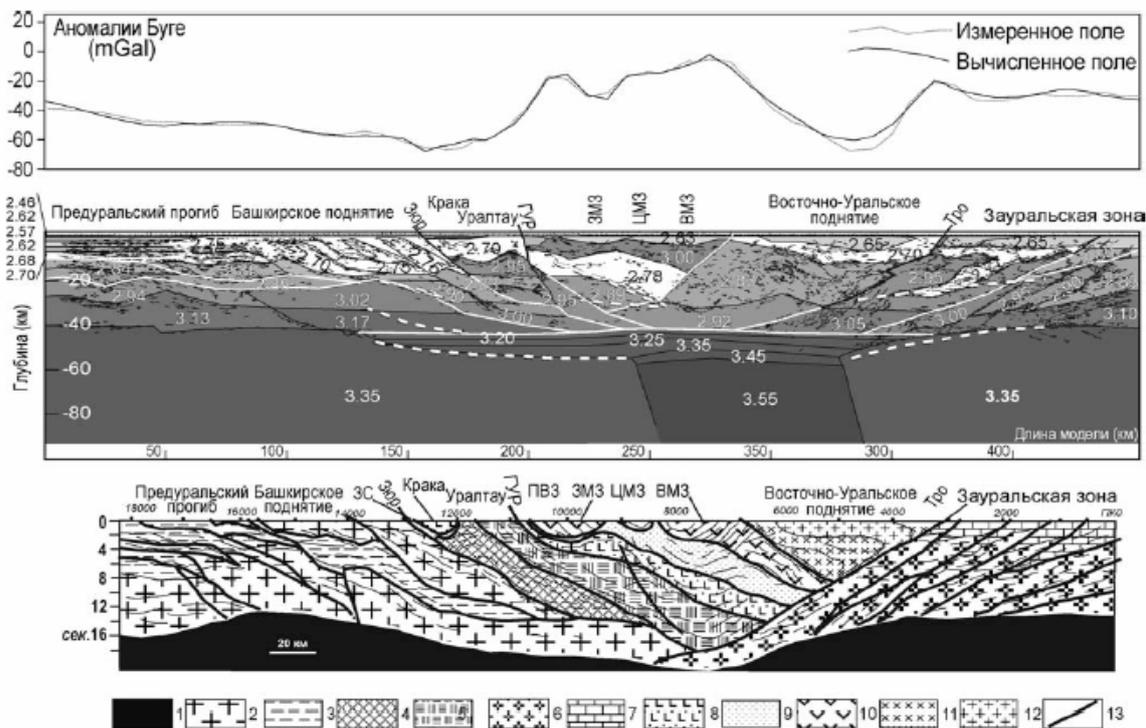


Рис. 2. Геолого-геофизические модели строения Южного Урала по профилю УРСЕЙС-95. А – по [18], с незначительными изменениями, Б – по [3].

Рис. 4.

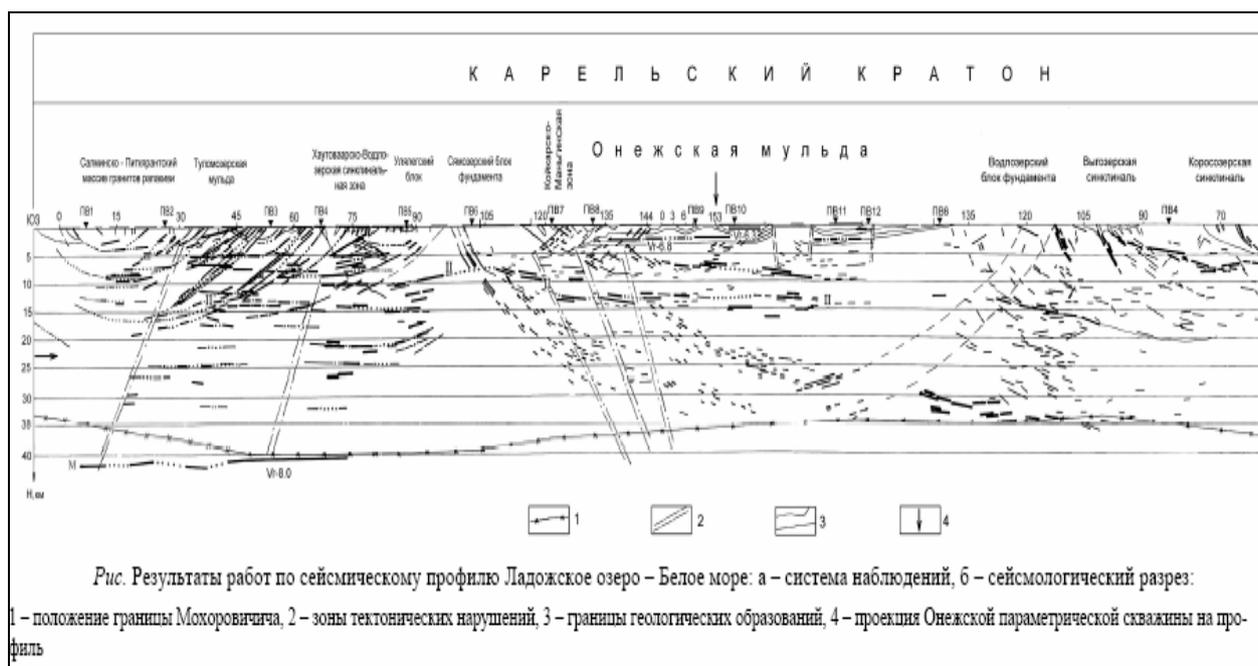


Рис. Результаты работ по сейсмическому профилю Ладожское озеро – Белое море: а – система наблюдений, б – сейсмологический разрез: 1 – положение границы Моховоричича, 2 – зоны тектонических нарушений, 3 – границы геологических образований, 4 – проекция Онежской параметрической скважины на профиль

Рис. 5.

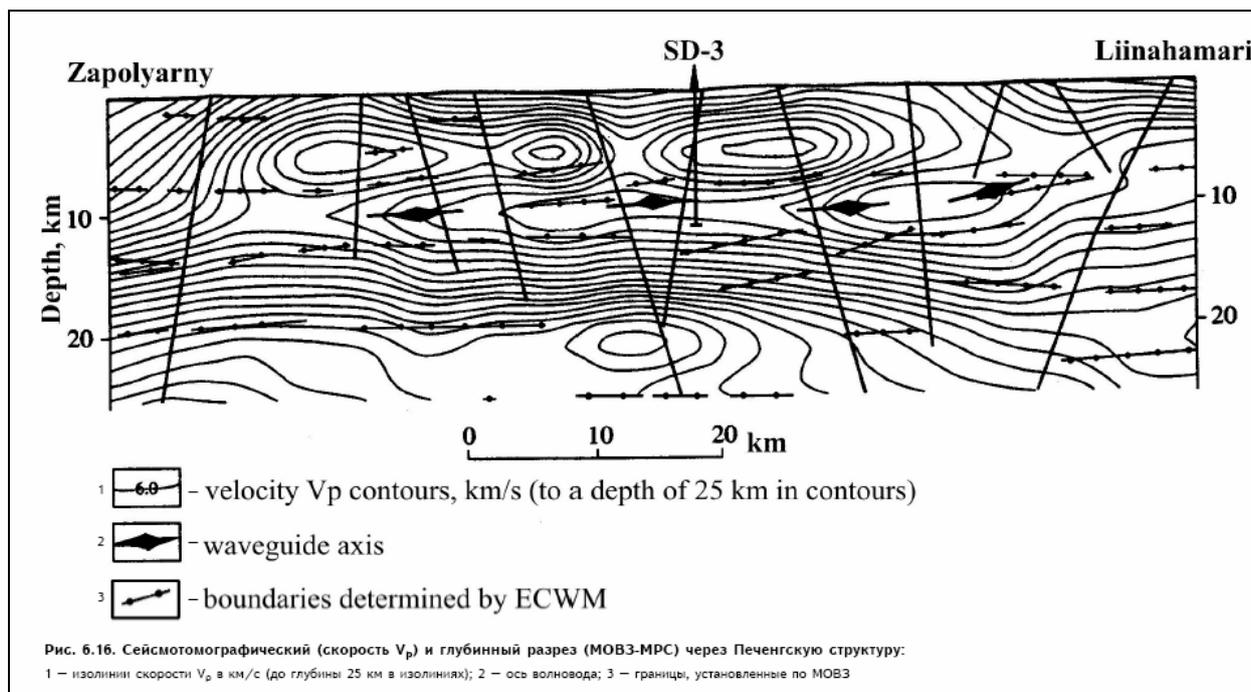


Рис. 6.

Поскольку волновод по существу это пласт повышенной пористости, в нем могут накапливаться минеральные ресурсы, и в частности нефть и газ [Николаевский, 1985; Juhlin, 1990]. Дальнейшую разработку этого аспекта предприняли А.Н. Дмитриевский с сотрудниками [1997] в связи с Астраханским газовым месторождением (<http://www.dmitrievskiy.ru/textPDF/AstrRuss.pdf>). Детальные сейсмические работы в Волго-Уральской нефтегазовой провинции [Трофимов, 2006] наглядно показали генетическую связь месторождений чехла с глубинным строением коры и верхней мантии. Анализ скоростного, теплового и гравитационного поля вдоль европейского геотраверса [Milanovskiy, 1984; Милановский, Николаевский, 1989] позволил оценить средний дефицит плотности в зоне корового волновода в $0.05-0.1 \text{ г/см}^3$.

Ниже зоны волноводов (на границе Конрада) начинается переход к зоне катаклаза, где индивидуальные трещины уже не столь резко выделяются на общем фоне этой псевдопластической зоны (хрупкой на микроуровне). Степень связанности системы трещин при катаклазе возрастает - образуются кластеры, которые и увеличивают интегральную проводимость. Милонитизация в зоне катаклаза, наоборот, снижает гидравлическую проницаемость коры. Перекристаллизация в милонитах приводит к возникновению игольчатых хрупких зон с возможной упорядоченной структурой, причем разрушения последней может проявляться как нижнекоровая сейсмичность. Аналогичный эффект может объясняться керамизацией за счет перегрева нижней коры

под осадочными бассейнами, распадом амфиболитов и т.д.

Анализ данных геоэлектрики [Ваньян, 1984; 1996; Feldman, 1976; Hydman, Hydman, 1968; Hydman et.al., 1993; Нухдман, Shearer, 1989; Жамалетдинов и др.2000; Спичак, 2008; Hjelt, Kogia, 1993] позволяет выделить два основных типа аномалий электропроводности в земной коре. Первый тип, электроно-проводящий, связанный с графитизацией и сульфидизацией массивов, и второй тип, который принято связывать с флюидным режимом коры. Впрочем, генетика обоих определяется переносом газов или флюидов по системе трещин [Николаевский, 1996], а возможно и по плоскостям расщепления [Летников, Балышев, 1991].

Развитие обоих типов аномалии зависит от тектонической и тепловой активности недр [Shankland, Ander, 1983; Ваньян и др., 2001]. Морфологически аномалии первого типа имеют линейную форму, второго типа - площадную с шириной в сотни километров. При этом кажущееся сопротивление в зонах первого типа падает ниже 1 Ом*м , во вторых не бывает ниже 10 Ом*м [Ваньян, 1984].

Первый тип аномалий мог формироваться в периоды активизации коры и литосферы в результате миграции в трещиноватой коре углеродсодержащих и сульфидных растворов. Локализация этих растворов, по-видимому, связана с линейными проницаемыми зонами, генезис которых определялся локализацией тектонических

деформаций в полосы сдвига [Rudnickij, Rice, 1979; Гарагаш и др., 1986; Стефанов, 2008]. Как правило, эти крупные линейные аномалии пространственно соответствуют шовным зонам на границах плит и террейнов [Hjelt, Kogia, 1993].

Условия осадконакопления зависят от физико-химических взаимодействий флюида с породой при определенных буферных РТ - условиях. Детали этих процессов хорошо изучены в метаморфической, рудной геологии и геологии гидротерм (Коржинский Д.С., Смирнов В.И., Жариков В.А., Файф и др.). Следует заметить, что формирование рудосодержащих жил «помнит» ранее существовавшую кварцсодержащую систему трещин [Поленов, 2008]. Ориентировка таких трещин однозначно увязывается с направлением сдвиговых смещений [Рундквист, 1961]. Исследования газовой-жидких включений в непрозрачных рудных минералах [Wilkinson et.al., 2009] показали, что время формирования промышленных рудных месторождений сульфидного типа (свинец, цинк) могло занимать не миллионы лет, как представлялось прежде, а «всего» несколько тысяч лет. Таким образом, формирование проводящих зон в коре может происходить в относительно краткий период существования повышенной проницаемости после очередной эпохи активизации.

Второй тип – это, по сути, аномалия **первого типа**, но на ранних этапах развития, когда рост проводимости коры возрастает по мере омоложения складчатости, достигая максимума для кайнозойских структур (Ваньян, 1996). Причем совместно работают два фактора – дегидратация «свежих» пород и поддержание трещиноватости за счет активизации коры [Vanyan, Gliko, 1999].

В отличие от подхода Ваньяна [1996], который (для объяснения времени существования коровых аномалий в кайнозойских структурах) вслед за С.Н. Ивановым привлекает идею о слабо проницаемом слое в средней коре, развиваемый нами подход не требует привлечения механизма отжима метаморфического (мантийного) флюида под действием литостатического давления. Сами зоны дилатансии коры возникают под действием *сдвиговых нагрузок*, когда пористость сохраняется за счет *неравенства* компонент *сжимающих напряжений* по разным осям [Николаевский, 1983]. Именно дилатансионная пористость обеспечивает интегральную повышенную проводимость коры. Исследования Ф.А. Летникова выявили возможность переноса флюидов вдоль плоскостей рассланцованных пород. Согласно оценкам [Летников, Балышев, 1991] этот весьма интенсивный механизм массообмена заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей рассланцевания почти на субмолекулярном

уровне.

Накопленные геоэлектрические данные по зонам коровых волноводов говорят о тесной пространственной связи проводящих зон в коре и волноводов [Ваньян, Павленкова, 2002; Каракин и др., 2003; Дерлятко и др., 1988]. Поскольку волновод это динамическая структура внутрикоровой трещиноватости, следующая за наблюдаемыми (под озером Иссык-Куль) [Vanyan, Gliko, 1999] перемещениями зон повышенных тектонических напряжений, природу проводимости в зонах волновода можно понимать как суперпозицию флюидной составляющей и электронно-проводящей - графитизация и (или) сульфидизацией волновода коры.

Потенциально мощность проводящего слоя второго типа совпадает с мощностью коры [Ваньян, 1984], что корреспондирует с идеей аннигиляции трещин на уровне Мохо [Николаевский, 1979]. Хотя разрешающая способность МТ методов не дает возможности непрерывного прослеживания по латерали и точной оценки глубины нижней кромки проводимой зоны [Hjelt, Kogia, 1993], на наш взгляд её положение должно быть выше Мохо на уровне резкого спада проницаемости коры при переходе от катаклазитов к милонитам. Соответственно верхней границей зоны региональной проводимости будет являться область, где проводящие каналы образуют кластер, что соответствует низам волновода и переходу к зоне катаклаза (см. в этой связи работу [Ваньяна, Павленковой, 2002]). В этой связи уместно вспомнить работу [Shankland, Waff, 1977], где на сеточной модели пороговое значение доли связанности проводящих каналов приводит к резкому росту проводимости, составило порядка (40-50)%. Дальнейшие исследования [Ваньян и др., 2001; Nydman et.al., 1993] позволили уточнить модели проводящей среды с учетом геометрии порового пространства, но суть осталась прежней – объединение сети трещин несущих проводящий материал в кластер определяет проводимость кристаллической коры (см. [Милановский, Николаевский, 1989]). В целом, для нижнекоровых аномалий проводимости характерно отсутствие привязки к приповерхностным структурам и литологии [Hjelt, Kogia, 1993].

Замеченная Л.Л. Ваньяном [1984, 1996] тенденция спада интегральной проводимости коры от кайнозойских структур (1500-2000 См) на Памире и Тянь – Шане до 1-50 См на Балтийском щите отражает как минимум две тенденции. С одной стороны, чем моложе кора, тем больше в ней свободного метаморфического (и магматического) флюида, а с другой, сама древняя кора обладает проводящими свойствами,

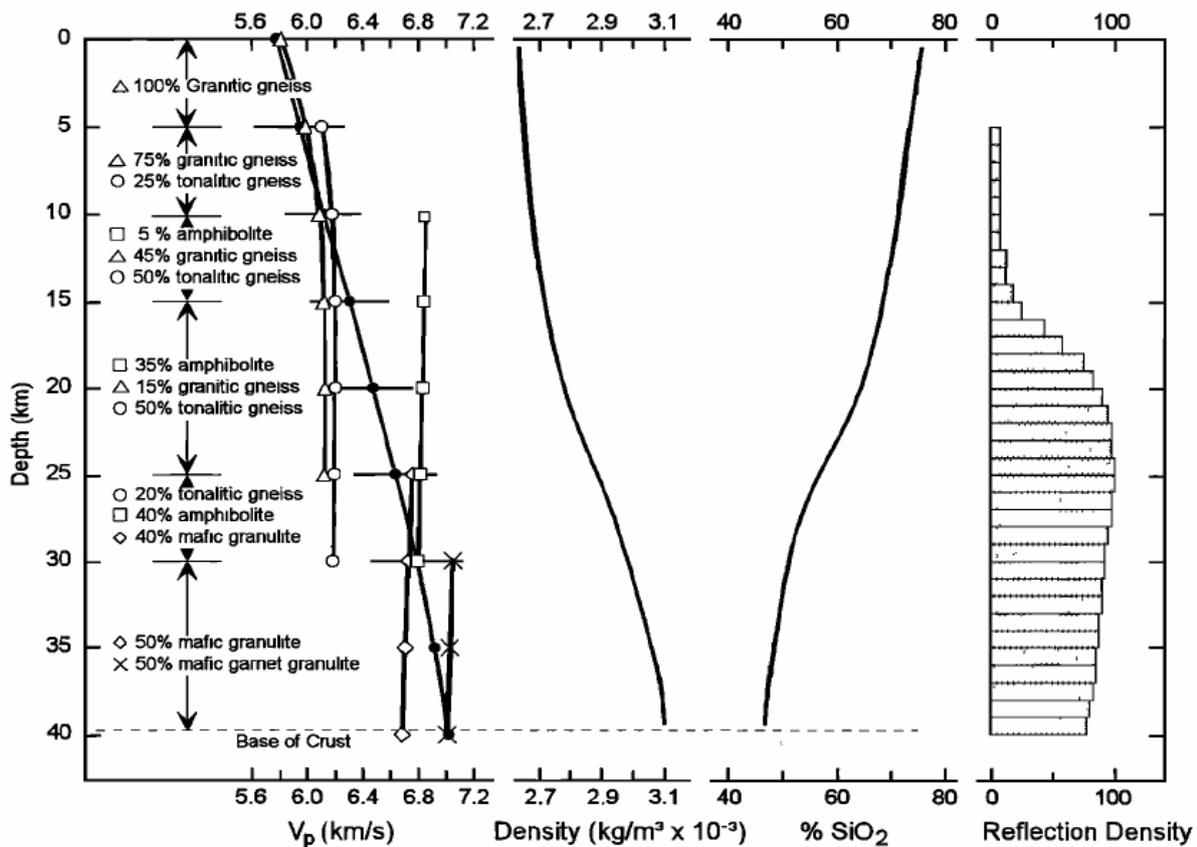


Figure 18. A model for average crustal petrology versus depth consistent with our average velocity depth profile (solid circles) and velocity depth curves for common rock types (open symbols). Variations of density and SiO₂ content with depth are from rock percentages shown on the left. Histograms of reflection densities are normalized with reflections originating from metamorphic layering.

Рис. 7. Обобщенная скоростная характеристика континентальной коры по [Christensen, Mooney 1995]

интегрально превышающими проводимость пород⁶. Наличие сейсмической активности на щитах указывает на продолжающийся процесс реактивизации трещинообразования, который формирует коровые проводники. Содержание флюида в древней коре существенно меньше, чем в мезо-кайнозойских корах.

Сейсмические данные и трещиноватость Распределение плотности отражений резко возрастающее в средней коре, что разумно связать с убыванием размеров блоков – более мелкой «нарезкой» коры трещинами - с переходом к катаклазу в расслоенной нижней коре. Однако, авторы рис. 7 - Кристинсен и Муни - ищут корреляцию скорости с содержанием силикатов и плотностью сплошных образцов, а потому - с метаморфической расслоенностью. Близкой позиции о природе сейсмической расслоенности нижней коры,

обусловленной исключительно чередованием пород разного состава придерживаются авторы работы [Singh, McKenzie, 1993] Осредненные скорости Р-волны (черные символы, рис. 7) смазывают эффект расслоенности.

Белые символы характеризуют возможный диапазон изменений скоростей для основных типов пород коры, то-есть, отвечают их возможной трещиноватости. Эта позиция находит подтверждение в работе [Lueshen et.al., 1992; Lueshen, 2005; и др.] при анализе позиции расслоенной (“laminated lower crust”) и теплового потока – чем выше тепловой поток, тем ближе к поверхности и резче верхняя граница расслоенной зоны нижней коры и, соответственно больше её мощность.

Фактически это означает смещение зоны перехода к катаклазу в область меньших давлений с ростом температуры (см. рис. 19). В терминологии G. Ranalli [1991] речь идет о реологических профилях (strength envelopes) литосферных бло-

⁶ на скелет приходится 1% удельной проводимости, 99% на флюид [Ваньян, 1984]

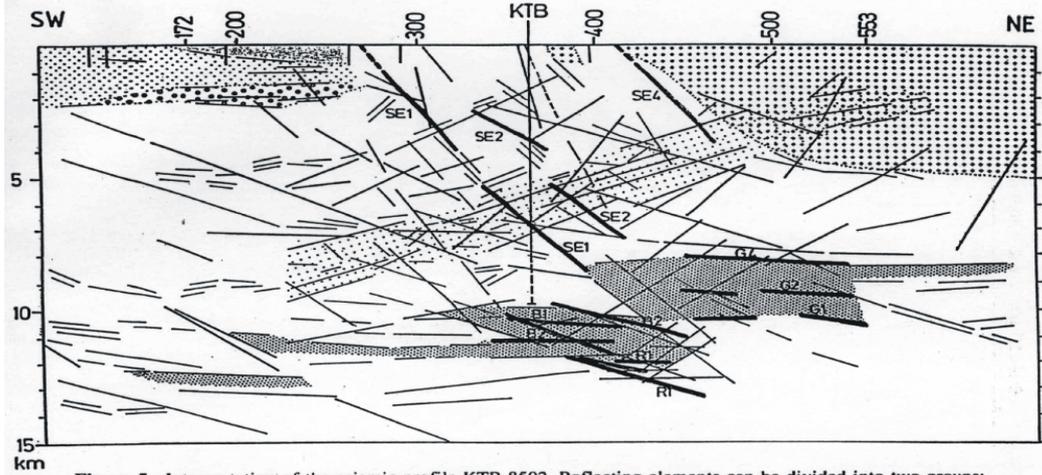


Figure 5. Interpretation of the seismic profile KTB 8502. Reflecting elements can be divided into two groups: steeply inclined reflectors (SE1-SE4) and subhorizontal reflectors (B, G, and K). The darkly eroded zone is marked by the subhorizontal reflectors.

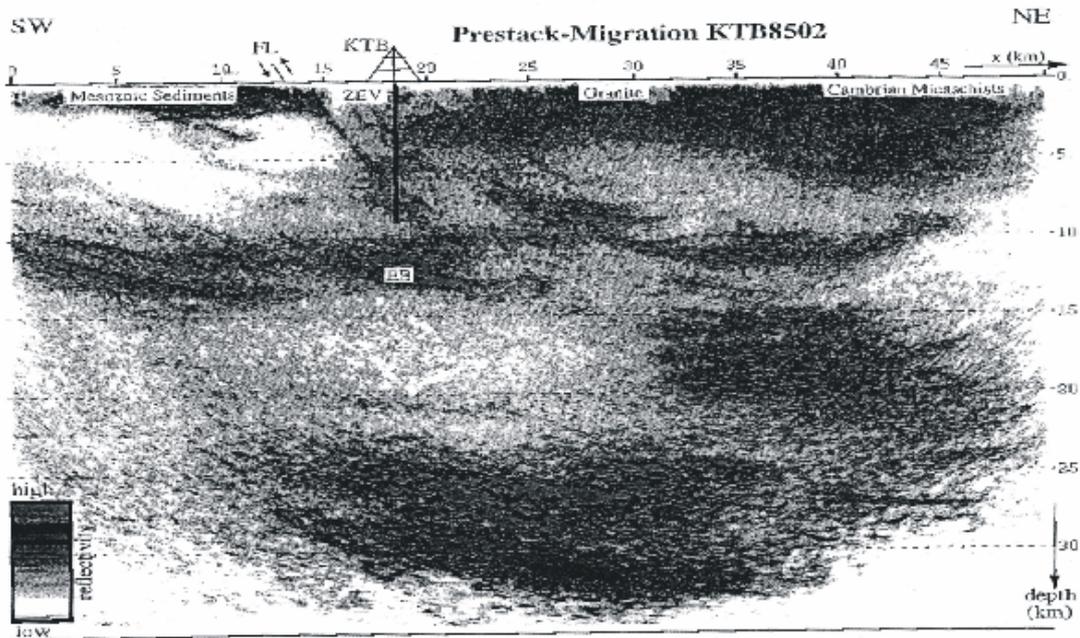


Plate 3. Reinterpretation of the seismic profile KTB 8502 using the newly developed method of true amplitude, to the maximum within a low blue area.

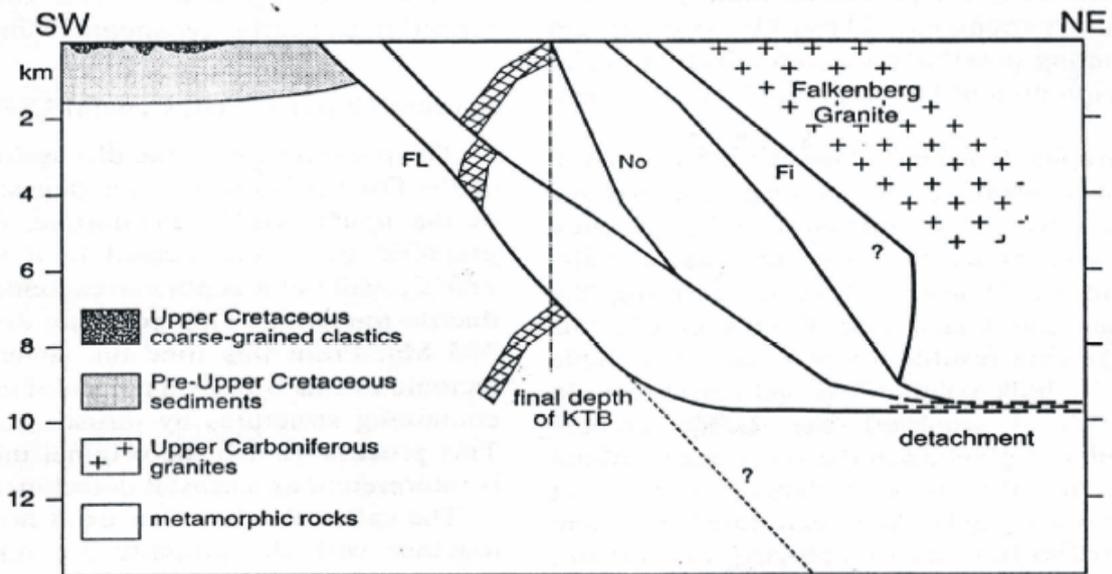


Рис. 8. КТБ скважина. Наиболее сильные отражения (SE1-SE2) соответствуют вскрытым при бурении зонам трещин, заполненным флюидом, и зонам катаклаза. Отражения от литологических границ либо границ тектурных имеют подчиненное значение.

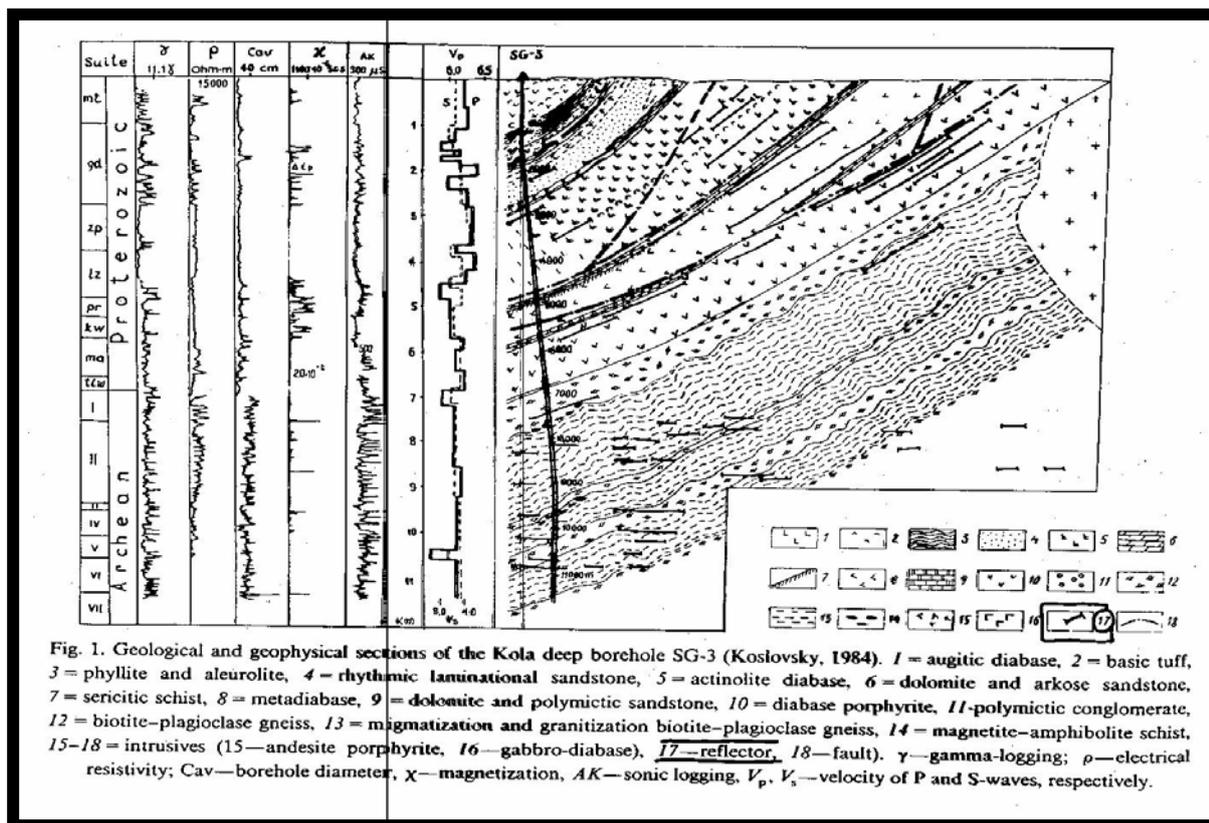


Fig. 1. Geological and geophysical sections of the Kola deep borehole SG-3 (Koslovsky, 1984). 1 = augitic diabase, 2 = basic tuff, 3 = phyllite and aleurolite, 4 = rhythmic laminational sandstone, 5 = actinolite diabase, 6 = dolomite and arkose sandstone, 7 = sericitic schist, 8 = metadiabase, 9 = dolomite and polymictic sandstone, 10 = diabase porphyrite, 11 - polymictic conglomerate, 12 = biotite-plagioclase gneiss, 13 = magmatization and granitization biotite-plagioclase gneiss, 14 = magnetite-amphibolite schist, 15-18 = intrusives (15 - andesite porphyrite, 16 - gabbro-diabase), 17 - reflector, 18 - fault). γ - gamma-logging; ρ - electrical resistivity; Cav - borehole diameter, χ - magnetization, AK - sonic logging, V_p , V_s - velocity of P and S-waves, respectively.

Рис. 9. Сейсмические границы в разрезе СГ-3 совпадающие с зонами трещиноватости(волновод) (по Кольская сверхглубокая.1984)

ков различного состава определяемых конкретной геотермой. Анализ поля отраженных нижнекорковых волн в таком активном тектонически районе как Провинция Хребтов и Бассейнов в сочетании с моделированием для среды содержащей метаморфический флюид показал возможность получения «ярких» отражений от флюидо-содержащей толщи нижнекорковых пород [Suetnova et al., 1994].

Геомеханический подход к природе границ в земной коре позволил с единых позиций интерпретировать их сейсмические, геоэлектрические, плотностные и структурные особенности. [Милановский, Николаевский, 1989]. Развитые [Гарагаш и др., 2005] теоретические модели влияния трещин на упругие модули геоматериала показывают, например, что сам факт закрытия трещин на Мохо вполне объясняет природу скачка сейсмической скорости даже без привлечения резкого смена состава пород.

Данные глубоких скважин вскрывших сейсмические границы в кристаллической коре (КТВ - рис. 8, Кольская - рис. 9. Гравберг) - свидетельствуют в пользу трещиноватой природы наиболее ярких сейсмических границ.

Сейсмичность, по сути, это динамические изменения трещиноватости земной коры.(см. напри-

мер Shin-Chan Han et al., 2006; Chatterjee et al., 2004; Panet et al., 2007]. Распределение количества событий с глубиной отражает смену типов разрушения пород в коре Из рис. 10 видно, что на относительно малых глубинах события реже, но более интенсивны, что соответствует зоне макроразломов, которые требуют накопления энергии в большем объеме, а разрядка происходит в форме сильного удара. Соответственно ниже - при приближении к границе прерывистого скольжения (stick - slip), отделяющей зону катаклаза от хрупкого макроразрушения, разрядка напряжений слабее - в форме течения с дроблением массива на блоки меньшего размера, поскольку - рис. 1 - РТ условия запрещают накопления больших напряжений. В зоне катаклаза уровень напряжений соответствует остаточной прочности дробленной коры. При температуре близкой к 600°C (585°C), отмечаемой в низах коры молассовой зоны Альп, реализуется фазовый переход $\alpha \rightarrow \beta$ кварц, который может сказываться на реологических свойствах породы [Никитин и др., 2009; Родькин, 2008].

Феномен нижнекорковой «сейсмичного шума» - по А.В. Николаеву - связан с катакластическим течением нижней коре. Локальные накопления напряжений в нижней коре разрешаются в виде слабых землетрясений.

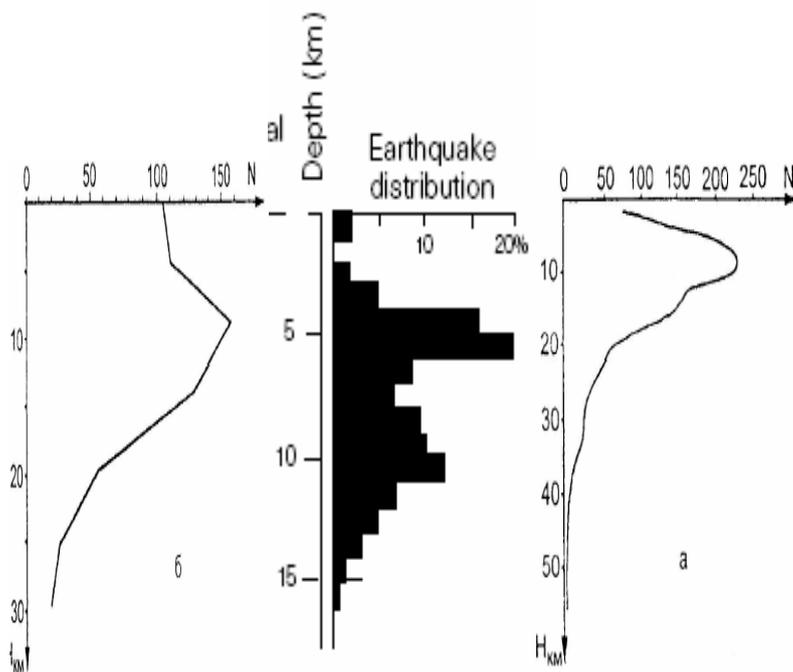


Рис. 10. Распределение сейсмичности с глубиной в континентальной коре для различных регионов. Слева- на право: Тянь Шань, Фенноскандия, Сан-Андреас

Как показано Ю.Л. Ребецким [2005, 2008] в целом, необходимо учитывать множество факторов и механизмов взаимодействия, действующих в системе «порода-флюид-поле напряжений» для понимания срабатывания сейсмического механизма. Отметив лишь, что наибольший вклад в низах коры вносит переход от зеленых сланцев к амфиболитам – он дает ~ 2% свободной воды

(рис. 11) и ослабляет массивы амфиболита. В этой связи предпочтительнее выглядит нестационарная тепловая модель зоны субдукции в Альпах [Bousquet et.al., 1997], в которой сейсмичность нижней коры соответствует переходу от фации зеленых сланцев к амфиболитовой (рис. 12) – область С.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ КОРЫ.

Эволюция земной коры [Артюшков, Трубицын и др., 2000; Перчук, 1997] включает в себя движение блоков пород коры по некоторой траектории в поле Р-Т. В силу анизотропии напряжений при достаточно высокой скорости подобное движение сопровождается трещинообразованием. Флюидная фаза снижает эффективную прочность пород как чисто механически (на величину порового давления), так и физико-химически (эффект Ребиндера).

На этом фоне происходит зарождение метаморфических фаций. Метаморфическая зональность горных пород отражает в общем виде процессы минерального преобразования геоматериалов при их погружении – и подъеме (прогрессивный и регрессивный метаморфизм) в пределах земной коры. Различают изохимический (Эскола, Винклер, Маракушев, Соболев, Добрецов и др.) и аллохимический (метосоматоз - по Коржинскому) метаморфизмы. Главными факторами являются температура и всестороннее давление, которые увязаны с определенным параге-

незисом минералов, формирующихся в условиях открытой системы (привнос и вынос вещества при равновесном парциальном давлении флюидов). Границы метаморфической зональности соответствуют линиям устойчивости определенных минералов-маркеров. (Рис 13, Табл.1) Важнейшим явлением, сопровождающим прогрессивный этап метаморфизма, является дегидратация минералов, посредством которой осуществляется транспортировка воды в глубокие горизонты коры [Файф и др., 1981].

Роль сжимающего, негидростатического напряжения для фаций регионального метаморфизма, традиционно не акцентируется за исключением фации глаукофановых сланцев (динамометаморфизм), для которых аномально широкий диапазон давлений сосуществует с относительно малыми величинами температур. В тоже время породы регионального метаморфизма несут в своей структуре следы негидростатических нагрузок, проявленных в их текстурных особенностях – сланцеватости и линейности [Мейсон,

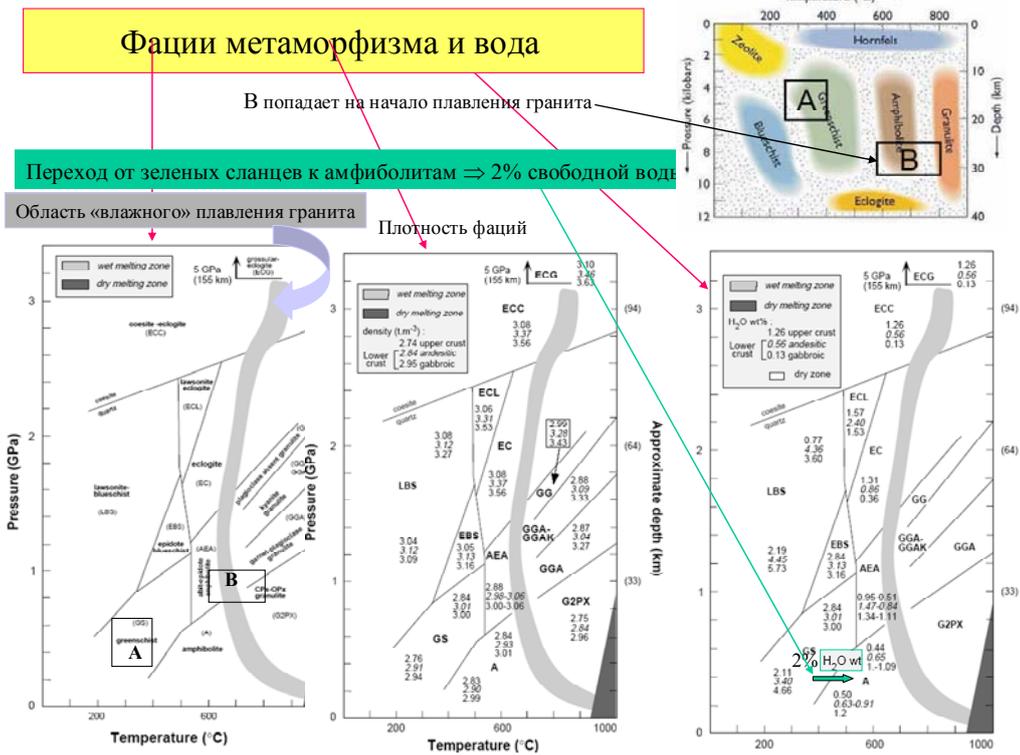


Рис. 11. Метаморфизм пород коры сопровождаемый дегидратацией пород

Нижнекоревая сейсмичность (флюид + трещины) в альпийской молассе при переходе от (B) амфиболитовой к гранулитовой фации (Strehlau & Stange) или (C) от зеленых сланцев к амфиболитам (Bousquet et al. 1997)

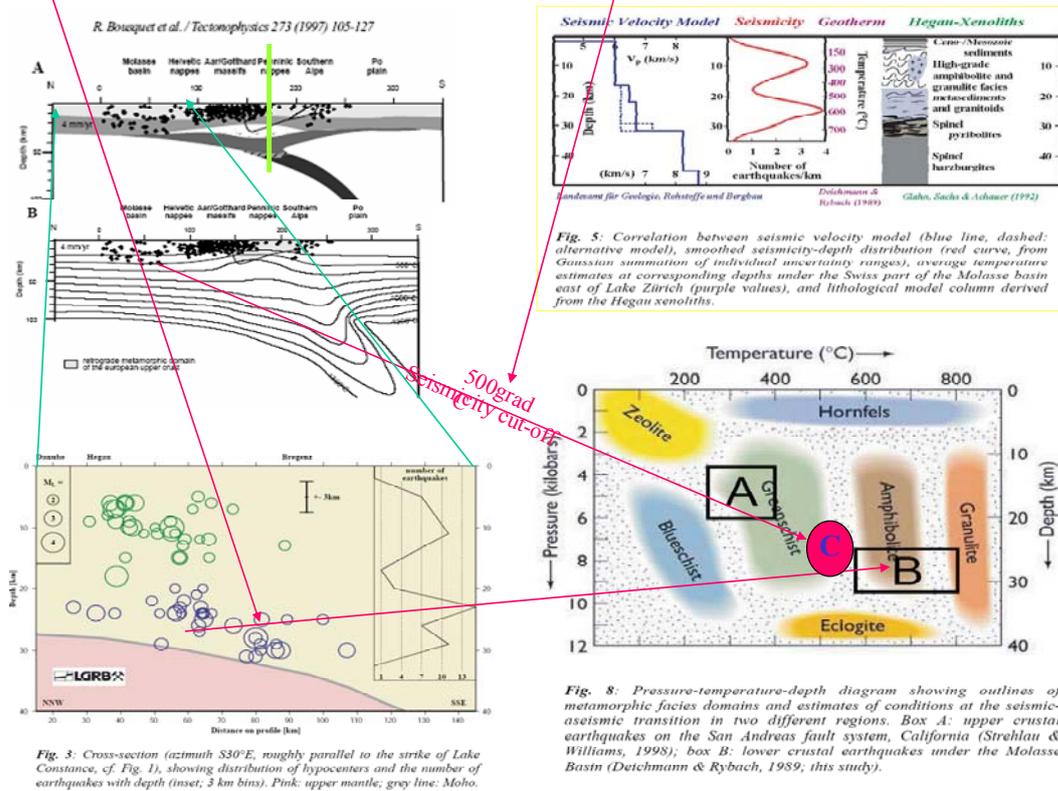


Рис 12. Тепловые модели нижнекоревой сейсмичности альпийской молассовой зоны

1981]. Этот факт отражает совпадение времени регионального метаморфизма с интенсивным деформированием пород. Следует также упомя-

нуть существование контактно-метаморфических пород (фации роговиков), главным образом связанных с пограничными областями между осты-

вающими плутонами и вмещающими породами. Так, эволюция системы трещин, формирующейся при остывании магматического тела, описана в работе [Norton, Knight, 1977].

Динамику метаморфизации можно проследить на последовательности «милониты – ультрамилониты – псевдотахилиты», которая отражает трансформацию силикатных пород в активно живущей приразломной зоне вплоть до их переплавки. Милонитные прослои играют важную роль в развитии надвиговых структур, выполняя роль смазки, деформируясь как «мягкое» пластическое тело. Само формирование милонитов иногда нельзя объяснить только механическим дроблением – существенен механизм перекристаллизации зерен [Мейсон, 1981].

Таблица 1. Парагенетические ассоциации минералов различных фаций регионально-метаморфизованных пород по [Успенская, Посухова, 2001]

Фация зеленых сланцев	<u>Хлорит, кальцит, кварц, альбит, мусковит, серицит, актинолит, тремолит, тальк, серпентин, магнетит, гематит</u>
Эпидот-амфиболитовая	<u>Роговая обманка, эпидот, биотит, мусковит, кварц, кислые плагиоклазы, гранат, магнетит</u>
Амфиболитовая	Роговая обманка, средние плагиоклазы, биотит, кварц, <u>кианит, магнетит</u>
Гранулитовая	Ромбические и моноклинные пироксены (<u>диопсид, гиперстен</u>), <u>гранат (альмандин), основные плагиоклазы, ортоклаз, кварц, форстерит</u>

Как видно из таблицы 1 и рис. 13 **граница хрупкого разрушения** примерно отвечает границе амфиболовой с гранулитовой и эклогитовой фациями (безводными), что соответствует исчезновению минералов с выраженной **линейчатой структурой** (хлорита, мусковита, талька, роговой обманки, биотита, кианита). По данным о составе флюидных включений переход к породам гранулитовой фации сопровождается резким снижением содержания воды и обогащением CO₂ [Ньютон, 1989, Touret J., 1981]. Отмеченная закономерность, в самом общем виде отражает переход к истинной пластичности и закрытием микротрещин в породе из-за смены термодинамического режима.

Фактический переход к изотропии напряжений связан с параллельным дроблением породы в катакластическом режиме.

Отдавая отчет в многообразии P-T-время сценариев метаморфических преобразований и вероятной роли деформационного фактора в эти преобразования [Ребецкий, 2005, 2006, 2008; Чиков, 1992], воспользуемся понятием региональной метаморфической зональности. Рассмотрим - с точки зрения роли трещиноватости - широко используемые диаграммы метаморфических фаций горных пород (по Эскола). С одной стороны диаграмма может быть отнесена к «ста-

Наконец к динамометаморфическим относят специфические породы ударных структур: зювиты и импактиты [Импактиты, 1981], лунные реголиты. Удары наиболее крупных метеоритов приводят к наведенной трещиноватости коры на больших глубинах, вплоть до формирования генетически связанных месторождений твердых и жидких полезных ископаемых. Приведенная ниже таблица 1 [Успенская, Посухова, 2001] - дает общее представление о парагенетических ассоциациях минералов различных фаций регионально-метаморфизованных пород. Более детальную классификацию для метаморфических магматических и пелитовых пород, впрочем, также достаточно генерализованную, можно найти в работе [Miyashiro, 1973].

тическим» P-T условиям земной коры и будет характеризовать области устойчивости минералов (щиты и платформы). С другой стороны, как известно, существуют области (древние и молодые орогены, зоны коллизий) с различными динамическими сценариями эволюции корово-литосферно-мантийного материала, которые с большей либо меньшей степенью достоверностью удастся проследить методами метаморфического анализа (рис. 13). Роль трещиноватости и флюида в этих сценариях несомненна.

При движении по «горячей» геотерме переход от зеленых сланцев к амфиболитам (потеря воды максимально быстрая) более резок, чем при движении по «умеренной» геотерме, когда порода (фация зеленых сланцев) дольше остается под высоким давлением с запасом кристаллизационной воды. Это хорошо видно на рис. 14 и 15. Тем самым понятно, почему в активных зонах, где кора горячее - ярче и аномалии электропроводности. Возможно **там значимее** вклад в нижнекоровую сейсмичность выделяемой в больших количествах воды [Connolly, 1997]. Согласно [Граменицкому и др., 2000], основными летучими при метаморфизме являются H₂O, CO₂, CH₄ и N₂. Соли - в основном CaCl₂ и NaCl - содержатся в количестве 0-40 мас.%. Смена существенно водного состава летучих на существенно углекис-

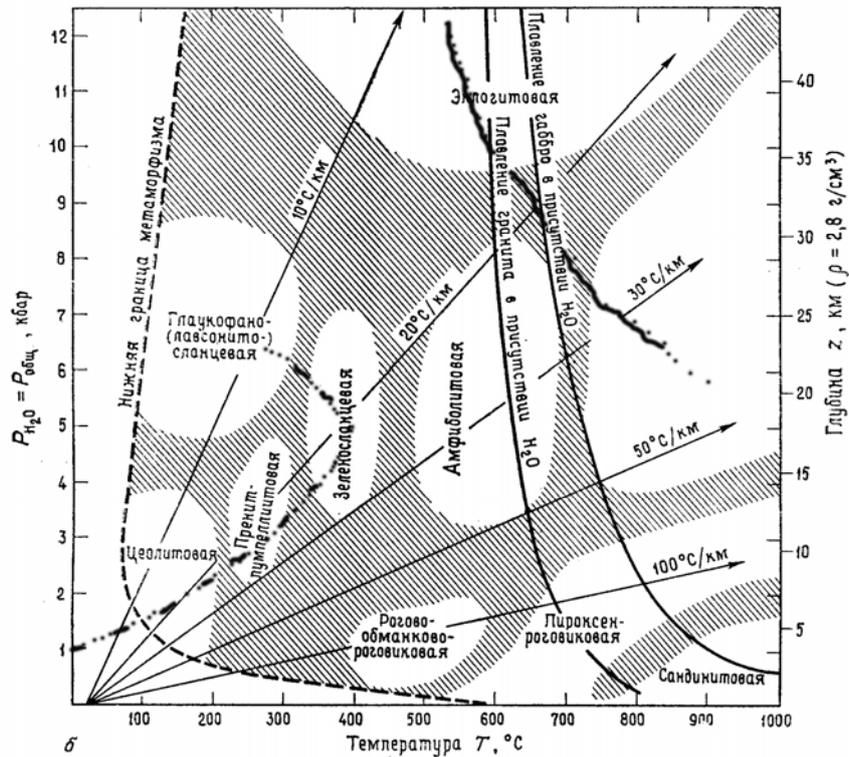


Рис. 13. Строение областей минеральных фаций и кривых плавления водонасыщенных гранитных и базальтовых пород (по Файф и др, 1981). Точками-пунктиром показаны границы сухого трения(stick-slip) и истинной пластичности для гранитных пород- жирная кривая по [Николаевскому, 1983]

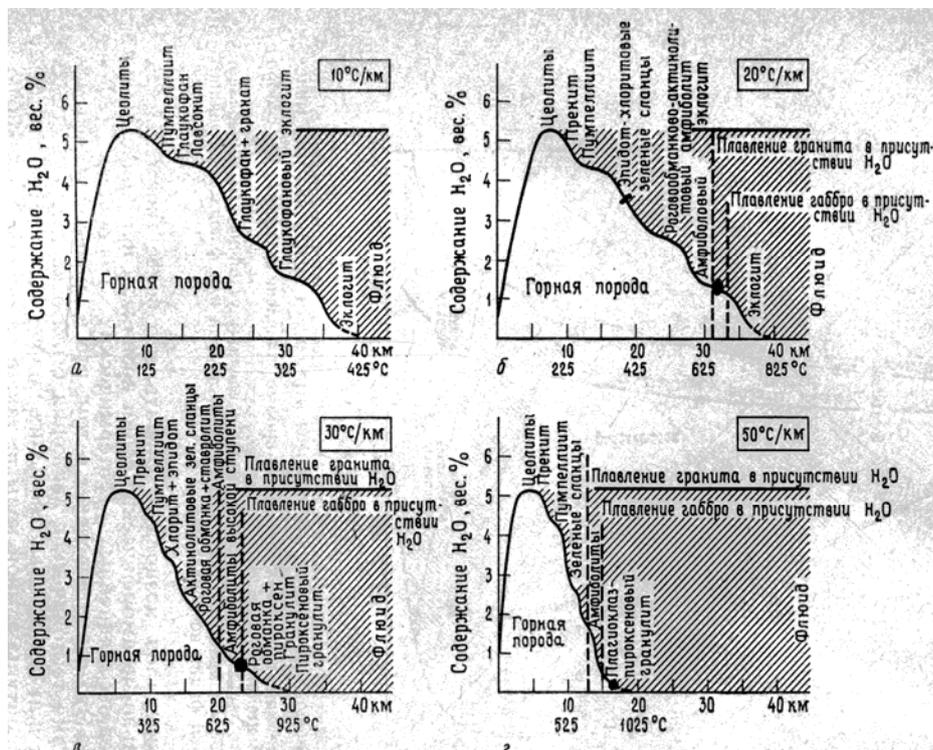


Рис. 14. Обобщенные кривые высвобождения флюидной фазы из метабазитов для 4х линейных геотермических градиентов на рис.13 (по Файф и др., 1981)Жирными точками и штрихом(на рис .. б) пересечение с границей истинной пластичности и stick-slip

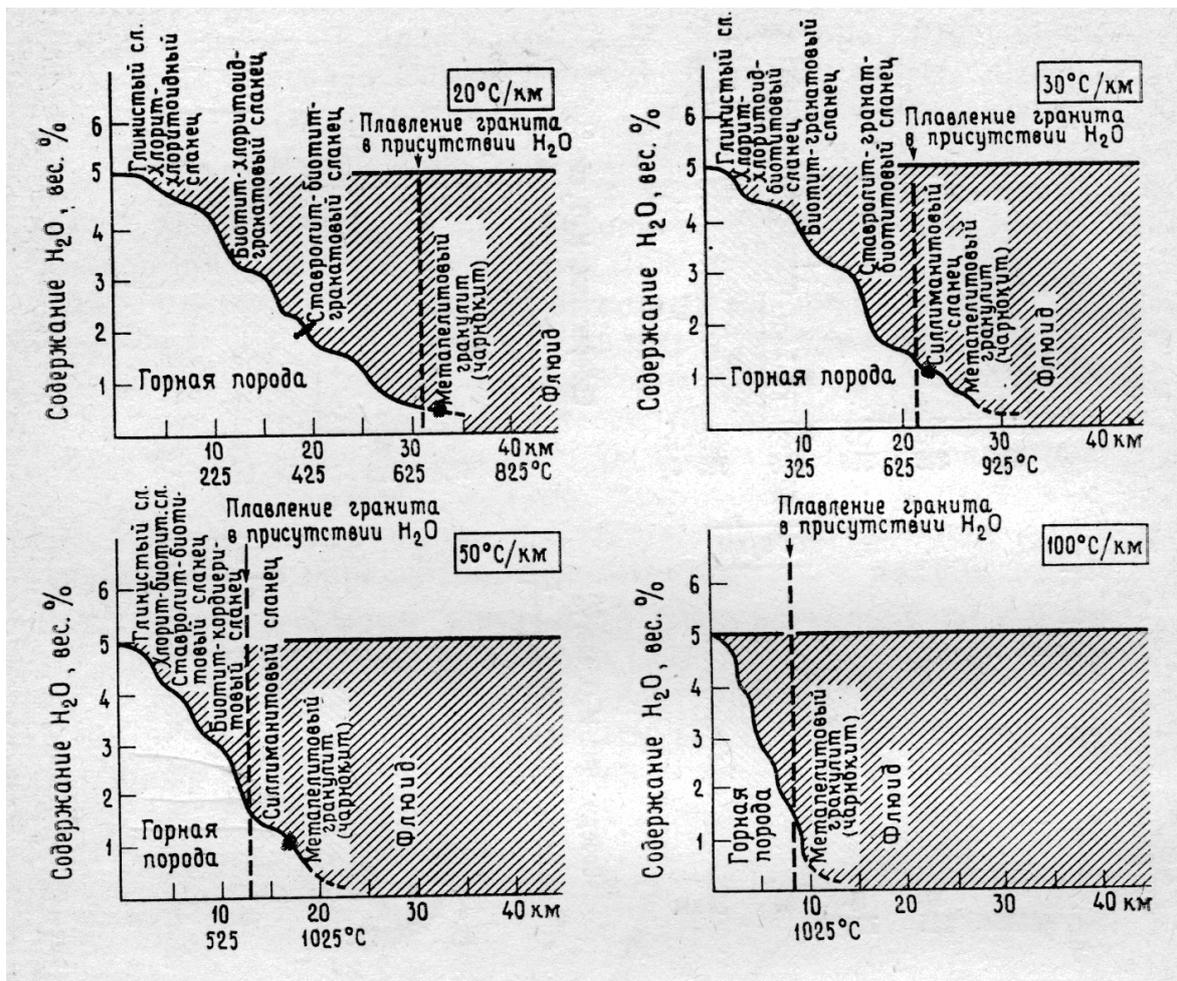


Рис. 15. Обобщенные кривые высвобождения флюидной фазы из метapelитов для 4х линейных геотермических градиентов на рис 13.. (по Файф и др., 1981) Жирными точками и штрихом (на градиенте 20°C/км..) пересечение с границей истинной пластичности и stick-slip

слотный флюид - при переходе границы амфиболитовой и гранулитовой фаций – приводит к генерации электропроводящих углеродных пленок в коре.

Как правило, исследователи (см. [Взаимодействие флюид-порода, 1989]), говоря о флюидах и задавая данные о скорости протекания метаморфических переходов, об их составах, парциальном давлении, окислительно-восстановительных ситуациях и т.д., молчаливо предполагают наличие трещинно-порового пространства либо его метаморфогенную генерацию [Connolly, 1997]. Природа самих флюидов разнообразна, но в первом приближении она имеет метеорное, син-метаморфогенное, либо транзитное происхождение (мантийное, например). Поскольку в природе зачастую наблюдается смешение флюидов различной природы, [Бримхолл и др., 1992] под термином гидротермальный раствор предлагают понимать в буквальном смысле: как обозначающие любую природную горячую воду. Система «флюид-порода» динамична, что подразумевает разнонаправленность протекающих процессов (зачастую одновременно), в том

числе прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Лабораторные данные о разрушении пород и фациальной изменчивости справедливы лишь в первом приближении, поскольку в реальных условиях процессы взаимодействия (типа «рассол – порода») неравновесны, (см. [Гаррелс, Крайст, 1968; Взаимодействие флюид-порода, 1989; Файф и др. 1981; Термодинамическое моделирование а геологии, 1992.; Fluid Movements – Element Transport and the Composition of the Deep Crust, 1989]).

Более того, метаморфизм погружения без фактора разрушения, представляется также нереалистичным. Тем не менее, [Jolivet et al., 2008] отмечают отсутствие либо слабо развитые следы деформации на стадии погружения, что может быть только при высокой скорости диффузии из-за повышенной температуры [Перчук, 1997]. Поступающие из мантии летучие [Летников, 2000; Рябчиков, 2000], попадая в трещиноватую кору, начинают «жить» в условиях, где возможен быстрый переноса по трещинам.

Согласно Л.Л. Перчуку выделяют основные тренды, соответствующие складчатым зонам

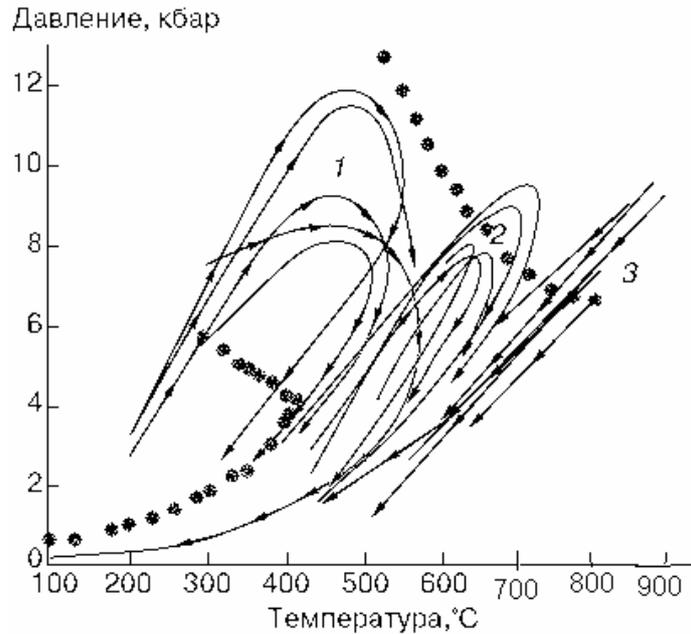


Рис. 16. по [Перчук, 1997] При относительно большей роли T метаморфическая переработка сильнее. Основная метаморфическая переработка происходит в зоне катакlastической нарушенности – границы stick-slip и истинной пластичности [Николаевскому, 1983] показаны точками.

1- Относительно низкотемпературные комплексы повышенного давления из складчатых зон древних островных дуг. На рис. XX им соответствуют P-T-тренды с индексом 1.

2- Под номером 2 на диаграмме XX приведена группа P-T-трендов для метаморфических комплексов складчатых областей, окаймляющих на континентах древние кристаллические щиты.

3- Группа P-T-трендов 3 на рис. XX относится к комплексам гранулитовой фации - наиболее глубоко метаморфизованным породам. Запись прогрессивного этапа никогда не сохраняется в их минеральных ассоциациях

зонам древних островных дуг (1), краевым складчатым зонам, окаймляющих древние щиты, (2) и гранулитовым зонам (3) (рис. 16). Сопоставление этих трендов с полями трещиноватости позволяет говорить о различиях в режимах метаморфической эволюции пород из-за характера трещиноватости. В частности, для зоны 1 метаморфизм протекал в условиях трещиноватой коры, включая область яркой дилатансии, как на восходящем, так и нисходящем режиме P-T. Для зоны 2 характерно развитие метаморфизма в породах в зоне катаклаза и возможно достижение уровня закрытия трещин. Гранулитовые породы зоны 3 формировались в «сухой» области, при закрытии микротрещин, что и определило крайне малое содержание воды в них. ($P_{H_2O} \ll P_{общ}$). В метаморфической геологии этот феномен связывают с захватом межзеренной воды при частичном плавлении, связыванием и выносом воды транзитными парами CO_2 и изначально низким содержанием воды в метаморфизируемом субстрате [Fyfe, W.S. 1973, Hansen, E.C., Newton, R.C. & Janardhan, A.S. 1984, Lamb, W.M., Valley, J.W. (1984) Генетически тесно связанные с гранулитами зеленокаменные породы (ЗКП) характеризуются более умеренными величинами P-T.

Примеры совместных P-T трендов для гранули-

товых областей и сопряженных с ними зеленокаменных поясов (ЗКП) приведены на рис. 17. Видно, что для ЗКП удается проследить петли P-T, которые имеют узкую форму. Т.В. Геря [1990] отмечает факт тесной связи гранулитов с породами зеленокаменными поясами в ходе их совместной эволюции. В работе [Bohlen, 1991] дан обзор наблюдаемых в природе P-T путей и тектонических обстановок формирования гранулитов. В частности обсуждаются примеры изобарного остывания гранулитов на ретроградной стадии, а также clockwise P-T-время и anticlockwise P-T – время метаморфических путей гранулитовых образований. В любом случае, двигаясь по метаморфической траектории любой сложности, породы будут проходить через различные типы трещиноватости и режимы деформирования (от хрупкого до истинно пластического), которые, наряду с летучими, будут определять облик породы и его физические свойства.

Наряду с формированием **гранулитовых** зон, внимание исследователей (в первую очередь школы В.С. Соболева) привлечено к **эклогитам**. Их появление в разрезах земной коры начинается с процессов кристаллизации высокобарических парагенезисов в зонах субдукции и заканчивается эксгумацией эклогитов в коллизионный и по-

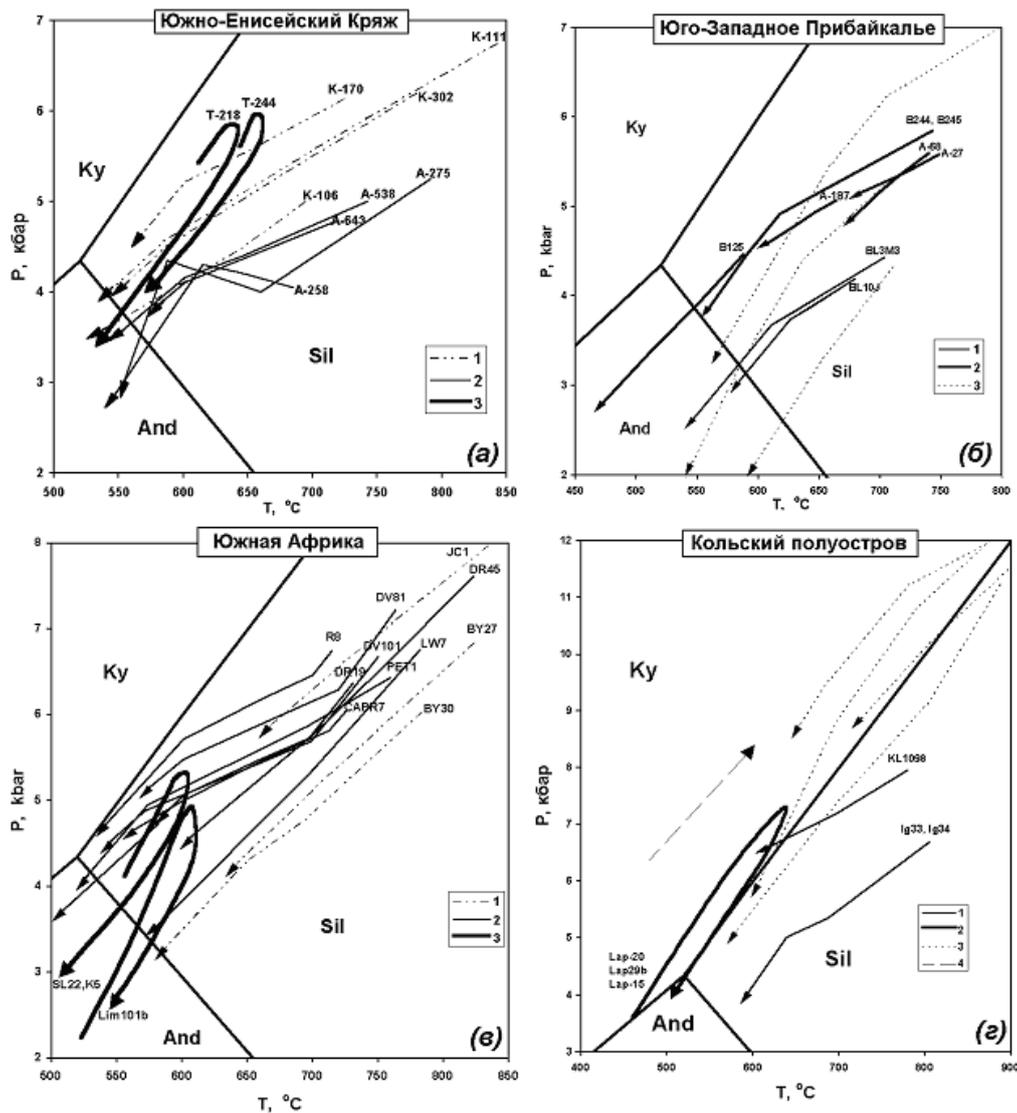


Рис. 17. *P-T* тренды пород исследованных гранулитовых комплексов и сопряженных пород зеленокаменных поясов. (по Геря, 1990)

(а) Канский комплекс в Енисейском кряже. 1, 2 - породы кузеевской (1) и атамановской (2) толщ Канского комплекса; 3 - породы Юкеевского комплекса.

(б) Шарыжалгайский комплекс в Юго-Западном Прибайкалье. 1, 2 - породы западной (1) и восточной (2) частей комплекса; 3 - *P-T* тренды пород комплекса по данным Л.Л.Перчука (Perchuk, 1989).

(в) Комплекс Лимпопо в Южной Африке. 1, 2 - породы Центральной Зоны (1) и Южной Краевой Зоны (2) комплекса Лимпопо; 3 - породы зеленокаменных поясов кратона Каапвааль в Зоне Хот Ривер.

(г) Лапландский комплекс на Кольском полуострове. 1 - породы Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса; 2 - породы пояса Тана; 3, 4 - *P-T* тренды пород Лапландского комплекса (3) и пояса Тана (4) по данным В.В.Фонарева с сотрудниками (1994)

столклизонный этапы развития складчато-орогенных поясов⁷. Термодинамический разброс найденных в природе эклогитов представлен на рис. 18.

⁷ В этой связи дискутировался вопрос об эклогитовой фации как фации регионального метаморфизма, вернее, об эклогитовых телах (полях) в различных структурных зонах [Фации..., 1974] Модели формирования эклогитов, в том числе островодужные обсуждаются в монографиях [Добрецов, 1980; Мейсон, 1981; Фации..., 1974]

Необходимо отметить, что наряду с эффектами плавучести в угловой зоне субдукции и рядом других возможных механизмов эксгумации на макроуровне важную роль играют зоны детачмента в нижней коре [Kurz et.al., 2003]. Трециноватость на микроуровне процесса метаморфического преобразования проявляется на его пике – при достижении коровым блоком максимальной глубины, когда выделившийся флюид способствует метаморфической рекристаллизации и образованию ослабленных зон (decollement zone), которые являются местами отрыва блоков

субдущированной коры [Jolivet et al., 2008]. При продвижении глубинных метаморфизованных блоков к поверхности степень их внутренней подвижности также контролируется флюидом, проникающим по трещиноватым зонам, облегчая их локализацию.

Интересна роль границы Мохо в ходе эксгумации (Ultra High Pressure-UHP) блоков субдущированной коры. Опыт изучения высокобарических пород в Норвегии [Hacker, Walsh, 2003] выявил повсеместное (размер блока 150 на 220 км) наложение регрессивного (0.8 ГПа) метаморфизма на высокобарный ~ 1,2 ГПа исходный UHP метаморфизм. Авторы употребляют термин «арест UHP террейна на Мохо» (Arrest of Ultra High-Pressure Terranes) имея в виду, торможение всплывающего блока на уровне Мохо с дальнейшей обширной регрессивной метаморфической переработкой в условиях нижней коры. После чего блок либо достигал верхней коры (Норвегия, Урал) по системе надвигов [Hacker, Walsh, 2003; Пыстин, Пыстина, 2003] либо ассимилировался в часть нижней коры, если данный участок коры не подвергался тектонической переработке и не испытывал значительных горизонтальных напряжений.

Подобный сценарий вполне отвечает концепции трещиноватой вплоть до Мохо коры, под-

стилаемой твердо-вязкой мантией. Согласно исследованиям О.М. Розена с соавторами [Розен и др., 2002; 2006] установлено, что поступление в верхние горизонты нижнекоровых ксенолитов захваченных трубками взрыва несет информацию о реологических свойствах коры. Захват происходит в момент вариации морфологии канала обусловленного в основном реологическими свойствами коры. Этот уровень соответствует переходу к катаклазу, и, возможно границе эквикогезии находящейся внутри зоны катаклаза, отделяющей катаклазиты и милониты. В любом случае, характер режима деформации должен меняться на этих границах. (Николаевский, 1983). Таким образом, трубки взрыва можно рассматривать как свехглубокие скважины несущие информацию о геомеханических процессах.

Процессы фазовых преобразований при метаморфизме могут протекать с большей либо меньшей скоростью, либо находиться в «замороженном» состоянии, определяемом РТ условиями и парциальным давлением флюида. Иными словами, кинетика например фазового перехода имеющего важнейшее геодинамическое значение, «базальт – эклогит» зависит от «спусковой» температуры и наличия малого количества флюида (Соболев, 1980). Количество флюида

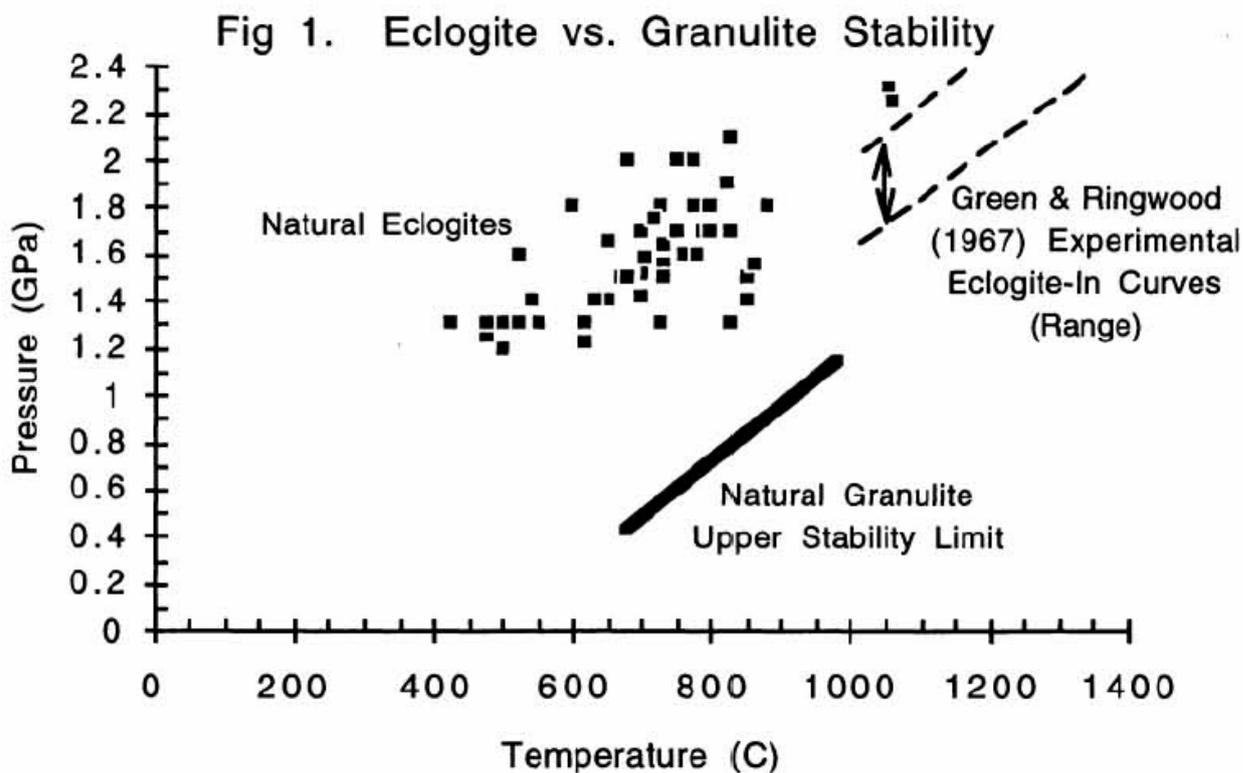


Рис. 18. РТ- параметры природных эклогитов – квадраты сплошные и верхний предел стабильности природных гранулитов [Herzog et. al., 1995]

и возможность его свободной циркуляции будет зависеть от состояния трещиноватости коры и парциального давления флюида. Хотя граница

закрытия трещин для гранита может быть смещена с поправкой на механические свойства нижнекоровых пород (габбро, амфиболитов),

главная закономерность остается, А именно, фазовый переход «базальт-эклогит» достигается при пороговых температурах в условиях достаточной «сухости» верхов мантии (переходной зоны кора-мантия), когда амфиболы уже не устойчивы, а то количество воды, что присутствует в трещиноватой среде обеспечивает сравнительно быстрое формирование эклогитов. Вариации этого процесса осложнены исходным составом пород нижней коры, интенсивностью прогресса [Sobolev, Babiiko, 1994]⁸ и присутствием воды [Николаевский, 1983]. Геодинамические последствия такого перехода наиболее последовательно исследуются в работах Е.В. Артюшкова [1993, 1979, 2007].

Детальные сейсмические исследования зоны Мохо [Павленкова, Каракин и др., 2003; Глубинное строение, 1991; Сейсмические модели, 1980; Meisner, Mooney, 1998; Singh, McKenzie, 1993] выявляют слоистое строение этой зоны, контрастирующее с относительно однородным сейсмическим строением мантийной части.

В этой связи еще раз обратимся к основной идее [Николаевский, 1979] о природе Мохо, как предельной глубине существования трещин в породах гранитоидного состава, дополняемой, кстати, возможностью *плавления* влажного гранита [Николаевский, 2006].

Совместное рассмотрение в РТ-координатах коровых геотерм, полей устойчивости минеральных ассоциаций при фазовом переходе «габбро-эклогит [Ито и Кеннеди, 1972]⁹ - экспериментальные данные получены для океанического толеита при пренебрежимо малом количестве воды), *границ изменения плотности пород* при фазовом переходе, данных по скоростям в блоках коры, мощностей этих блоков, оценок «спусковых» температур для реализации протекания фазового перехода, «влажных» кривых плавления гранита и базальта и, наконец положения границ “stick-slip” и истинной пластичности дает возможность проверить целый ряд положений.

Воспользуемся, например, рисунком из работы (Милановский, Николаевский, 1979) разделив

⁸ Возможность реализации на Мохо фазового перехода «базальт-эклогит» и его петрографические особенности обсуждалась в ряде публикаций (Ringwood, Green, 1966, Ringwood, 1975, Green, Ringwood, 1967, Белоусов В, 1968, Ито, Кеннеди, 1972, Mareschal et.al., 1982., Артюшков 1979, Соболев, 1978, Добрецов, 1980, Chen, Y. J.; Jin, G., 2008.).

⁹ Выбор эксперимента по Ито и Кеннеди (Ringwood, 1975) с градиентом 20 бар/°С для границы гранатовый гранулит-эклогит лучше подходит для экстраполяции на низкие температуры чем градиент 24 бар/°С полученный Рингвудом и Грином (Ringwood, Green, 1966)

его на три части рис. 19.

Рисунки 19 (а, в, с) показывают, как по мере приближения границы Мохо к линии II (закрытие трещин) и возрастания температуры в нижней коре до 700⁰- 900⁰С (геотермы 8, 9, 10 соответствуют эпипалеозойской коре, 7 – зоне Тессейера-Торнквиста, разделяющей древнюю и молодую платформы) за пределами линии II и кривой плавления «влажных» базальтов возникают высокоскоростные блоки, попавшие в поле устойчивости гранатового гранулита и эклогита (геотерма №7).

С большой вероятностью можно предполагать, что сочетание высокой температуры («спусковой»), «сухой» коры, не подверженной плавлению, но содержащей водные «следы», ускоряющие кинетику, и все же достаточно малые для гидратации гранулитов, реализуют фазовый переход «базальт - эклогит». Малое количество флюида за границей II может быть в микротрещинах гранулитовых основных пород, для которых граница II не совпадает с гранитным составом. Сошлемся на сейсмическую работу (Malinowski, 2009) для зоны польских варисцид эпипалеозойской платформы, где автор высказывается в пользу существования эклогитов в нижней коре, однако привлекая при этом механизмы нижнекорковых подвижек.

Иные варианты можно получить при иных РТ условиях и скоростных характеристиках коры. Попытка увязать РТ-тренды для границы Мохо и Конрада с фазовым переходом «базальт-эклогит» напрямую была предпринята в работе (Mareschal et.al., 1982), но, естественно, не дала однозначного ответа. Причина этой неоднозначности кроется в поиске этих авторов линейной корреляции РТ условий на Мохо и Конраде с линиями фазовых равновесий. По-существу, они не задались вопросом, возможен ли фазовый переход в присутствии летучих (паров воды) и их отсутствии, что и контролируется линией II. Предварительное сопоставление зон трещиноватости с положением границы Мохо для разновозрастных структур от архейских щитов до мезокайнозойской складчатости и зон новейшей активизации (рис. 20 Кутас) указывает на сходство трендов 1-2-3 Перчука (рис. 15) и распределения РТ условий на Мохо для разновозрастных структур с приведенными выше закономерностями о глубине Мохо по геотраверсу. Происходит смещение (от древних к молодым областям активизации) границ Мохо, тяготеющих к линии закрытия сети трещин («истинной» пластичности) с одновременным увеличением разброса её глубины и проникновением в область закрытия трещин в *перекрывающих гранитах* (ниже которых фазовый переход возможен).

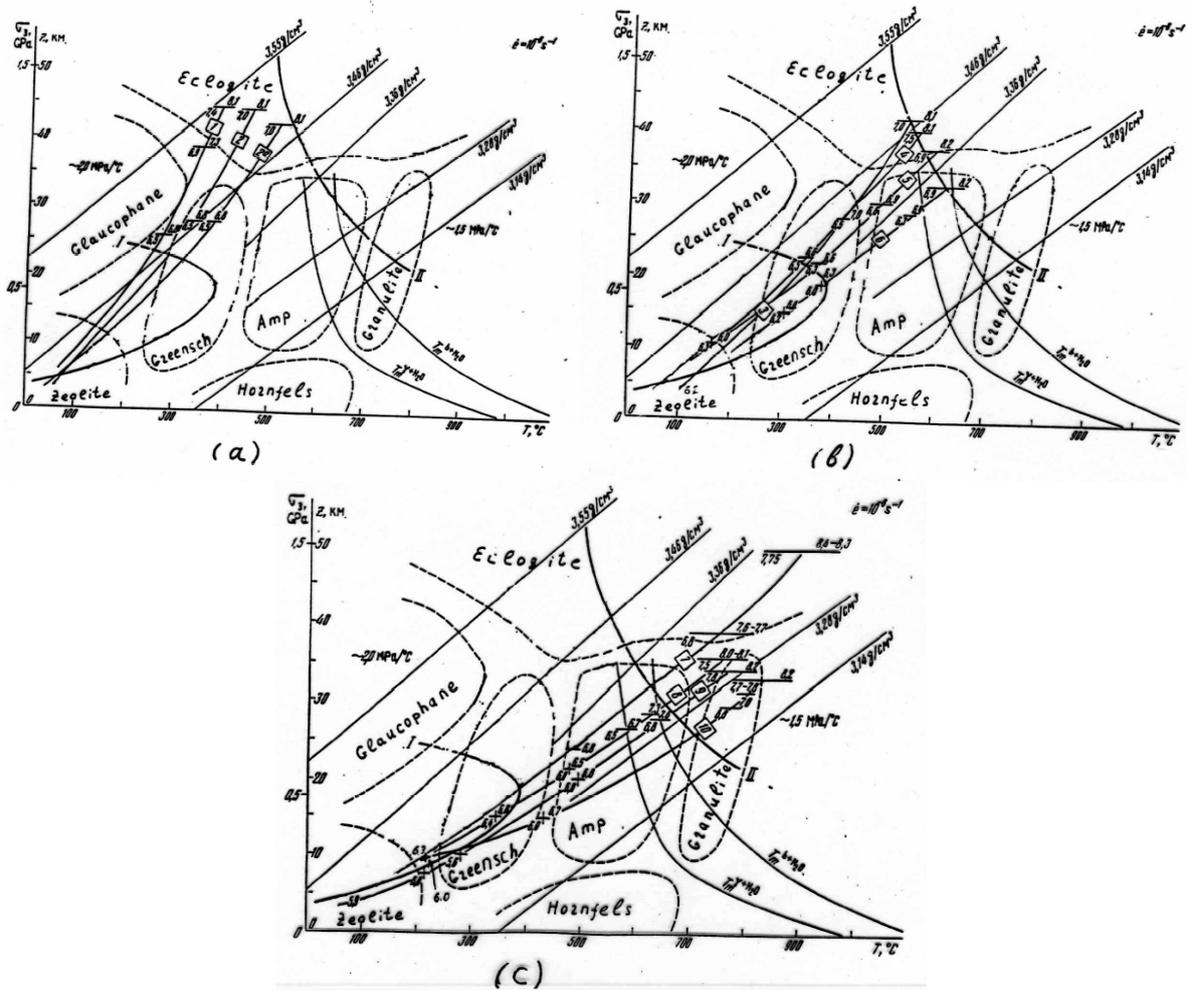


Рис. 19. (а, в, с). Тепловой режим коры по геотраверсу Балтийский щит-Восточные Альпы, фации метаморфизма, фазовый переход «базальт –эклогит» [Ито, Кеннеди, 1972], скорости V_p в коре. и положение границ stick-slip (I) и истинной пластичности(II) [Милановский, Николаевский, 1989]

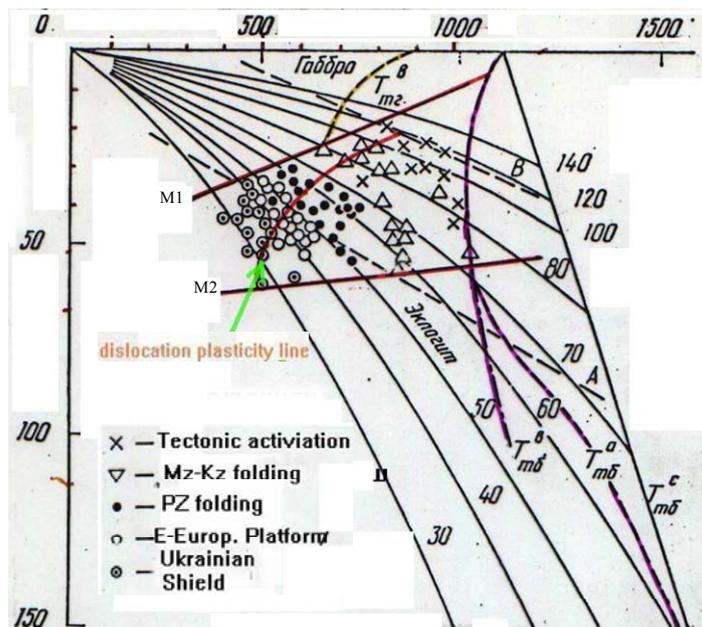


Рис. 20. Положение границы Мохо для разновозрастных структур (по Кутас, 1986) и геомеханической границы закрытия трещин для пород гранитного состава(по Николаевский, 1983) Кривые плавления сухого и влажного гранита и базальта и области устойчивости гранатового гранулита в переходе «базальт-эклогит»

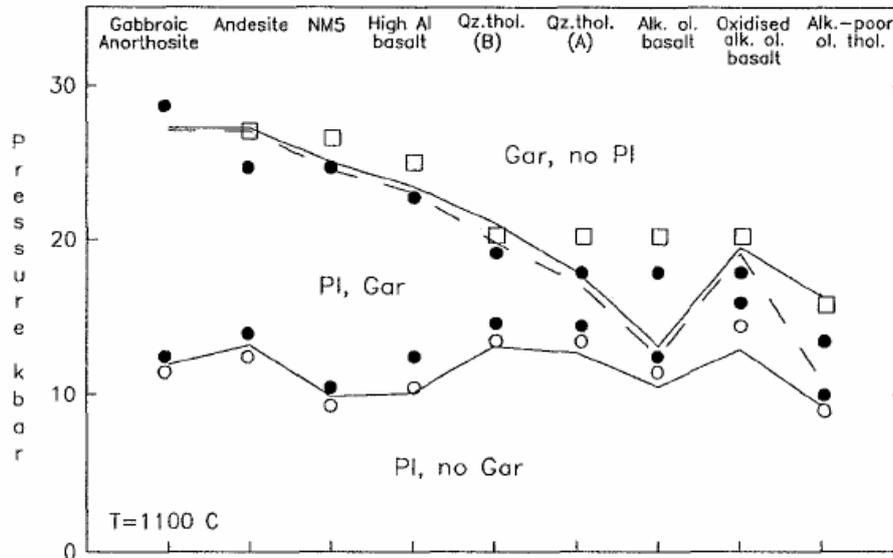


Fig. 1. Comparison of calculated (solid lines) and experimentally determined pressures of garnet appearance and plagioclase disappearance in rocks of different chemical compositions at 1100 °C. Experiments: open circles: no garnet, filled circles: garnet and plagioclase, boxes: no plagioclase. Dashed line represents calculated pressures of 5% volume of plagioclase in rocks. Experimental data are from Green (1970) for gabbroic anorthosite and andesite; Ito and Kennedy (1971) for NM5 (olivine tholeiite); Green (1967) for high-alumina basalt, and from Green and Ringwood (1967) for other compositions.

Рис. 21. Зависимость ширины зоны фазового перехода «базальт-эклогит» для различных исходных составов пород при 1100 °C [Ringwood, 1975; Грин, Рингвуд, 1976; Sobolev, Babeyko, 1994]

Картина была бы богаче, если располагать данными о скоростях, плотностях пород, аномалиях электропроводности, особенно в нижней коре. Тем не менее, будем считать, что утонение (или утолщение) коры происходит за счет хода геотермы и ее пересечения линий фазовых переходов типа «базальт-эклогит». При этом геомеханическая граница II в сочетании со «спусковой» температурой становится своеобразным ограничителем перехода. Для практически «сухих» пород эта температура должна превышать 900°C, и этот порог важен для Венеры для возможности существования [Николаевский¹⁰, 1983] базальтовой оболочки и понимания ее тектонического развития [Herzog, Hess et al, 1993]. Вода в малом количестве снижает температурный порог до 400⁰ - 800⁰С в зависимости от давления [Sobolev, Babeyko, 1994; Ito, Kennedy, 1971]. Лабораторных данных о фазовых диаграммах в этом диапазоне температур в присутствии флюида пока нет (в силу трудоемкости эксперимента Соболев, 1982).

Особенности перехода «базальт-эклогит» (его ширина) в поле P-T существенно зависят от ва-

лового состава породы [Ringwood, 1975, Грин, Рингвуд, 1976, Sobolev, Babeyko, 1994] (рис. 21), что приводит к разнообразию строения переходной зоны для различных по составу нижней коры областей в конкретных термодинамических условиях. В полной мере это относится к переработке вещества при коровом андерплайтинге (crustal underplating – [Furlong, Fountain, 1986]).

Исключение «гранулитовых» скоростей в нижней коре в древних блоках обусловлено присутствием флюида (свободного либо связанного в амфиболитах) и «замороженностью» фазового перехода «базальт-эклогит». Можно предположить, что в общем случае при расчете минеральных равновесий для оценки упругих модулей и плотности породы в твердофазовых растворах [Sobolev, Babeyko, 1994] в поле P-T необходимо учитывать и кинетический фактор, связанный с присутствием летучих. В такие расчеты (Л.Л.Перчука и Т.В.Геря – [Gerya, Perchuk, 1997; Геря, 1990; Belonoshko et al., 1992]), учитывающие присутствие флюида, имеет смысл вводить эпюры разрушения для текущего (фазового) состава породы при разных глубинах. Это позволит учесть трещиноватость, контролирующую парциальное давление флюида. Такая задача усложняется тем, что прочность породы в свою очередь зависит от давления флюидной фазы. Впро-

¹⁰ Механика геоматериалов и землетрясения. Итоги науки и техники, Серия Мех. деф. тв. тела, том 15, ВИНТИ.

чем, при малом присутствии флюида это обстоятельство не так существенно как вклад эффекта

Рейбиндера, резко снижающий прочности породы [Траскин, 2006].

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Трещинное разрушение ускоряет эволюцию коры на этапах тектонической активизации.

Начало катаклаза в коре отвечает верхней границе зоны проводимости в коре. Граница катаклизитов - милонитов отвечает спаду гидравлической проницаемости (пропорционально квадрату диаметра зерен) и нижней границе коровых аномалий электропроводности.

Проницаемость реально трещиноватой коры *in situ* на 3 порядка превышает проницаемость на образцах.

Аномалии электропроводности в коре соответствуют зонам трещиноватости (действующим либо палео).

Зона катаклаза совпадает с интервалом роста сейсмических отражений в коре.

Метаморфические преобразования, протекающие в присутствии летучих, наряду с РТ условиями контролируются термомеханическими факторами (термодинамикой) «дилатансионной» трещиноватости, которая обеспечивает флюидный перенос в коре.

Локальная скорость преобразования вещества зависит также от масштаба нарезания массивов на блоки и типа деформации.

Имеются флюидные агенты, меняющие поверхностные свойства твердой фазы (эффект Рейбиндера).

Если породы на Мохо влажные, происходит ускорение химического преобразования пород. Переход не к базальтам, а к амфиболитам. Возможна выплавка гранита.

Фазовый переход «базальт-эклогит» контроли-

руется уровнем трещиноватости пород определяющим степень «сухости» нижней коры.

Верхняя мантия сухая, что подтверждает аннигиляцию трещин на Мохо. – хотя есть минералы с гидроксильными группами (клинопироксены).

Ползучесть проявляется в верхней мантии, что является следствием повышения температуры до 1000⁰С. Здесь не может накопиться упругая энергия землетрясения, она затрачивается на вязкое течение. «Мантийные» землетрясения относятся к блокам земной коры, погружаемым в мантию в зонах субдукции литосферных плит.

Эволюция экологитовых пластин испытывает принципиальное изменение в нижней коре – переход к взбросо-надвиговой хрупкой тектонике. Вторичное нарушение сплошности происходит за счет расщепленности блоков в процессе многостадийной эксгумации.

В момент землетрясения единая мгновенная реакция литосферы упругохрупкая, разломы проникают в мантию, но затем залечиваются, оставляя «шрамы» в виде анизотропии сейсмических скоростей.

Стик-слип (прерывистое скольжение) имеет место, когда сопротивление относительно движению бортов разлома имеет тот же порядок, как и сдвиговому разрушению сплошного материала.

Благодарности. Авторы выражают признательность О.М.Розену за внимание, проявленное к работе и конструктивные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1978. 327 с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 458 с.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокой впадины в южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1289-1306.

Белоусов В.В., 1968, Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука. 256 с.

Ботт М., 1974, Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 373с.

Боревский Л.В., Вартамян Г.С., Куликов Т.В. 1984, Гидрогеологический очерк. В кн.: Коль-

ская сверхглубокая М.: Недра с.240-254.

Боревский Л.В., Кременецкий А.А. 1985, Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем. В сб.: Подземные воды и эволюция литосферы. Материалы Всесоюзной конференции. Т. II. М. Наука, 8-13с. В сборнике: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Часть 2. Материалы 15 международной конференции. Петрозаводск с. 47-50.

Бримхолл Дж. Х., Крерар Д.А., 1992, Рудные флюиды: от магматических до гипергенных. Глава 8. В кн.: Термодинамическое моделиро-

- вание а геологии, Под ред. И.Кармайкла и Х.Ойгстера, М.: Мир, с.247-353
- Ваньян Л.Л.*, 1984, Электропроводность земной коры в связи с её флюидным режимом. В сб.: (Отв. Ред. А.А.Жамалетдинов) Мировые аномалии электропроводности. Л.: Наука, с.27-35.
- Ваньян Л.Л.* 1996, О природе электропроводности активизированной земной коры Физика Земли. № 6. С. 93–95.
- Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И.* 2002, Слои пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита. Физика Земли. №1. С. 37–45.
- Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю.*, 2001, Астеносфера в свете магнитотеллурических данных. Вестник ОГГТГН РАН, № 2(17)2001 URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2001/vanjan.htm#begin
- Ветрин В.Р.* 2007, Протерозойские процессы магматизма и метасоматоза а архейских породах фундамента Печенгского палеорифта Вестник МГУ, Т.10, № 1, с.116-129
- Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме. 1989, Под ред. Дж.Уолтера и Б.Вуда, М. Мир, 248с.
- Волярович М.П., Волюнец Л.Н., Любимова Е.А.*, 1981, Оценка температурных и сейсмических градиентов центральной Туркмении по данным для скоростей продольных волн при высоких Р и Т. Физика Земли, № 7, с.68-71.
- Волович П.М., Барралье Л., Скворцова З.Н., Траскин В.Ю.* 2008 Перколяционные модели смачивания границ зерен в поликристаллических материалах. Российский химический журнал, т.ЛП, № 1, с 13-20
- Волож Ю.А., Шлезингер А.Е., Юров Ю.Г.* 2000, Консолидированная кора (фундамент) и чехол: принципы выделения и геолого-геофизическая характеристика Вестник ОГГТГН РАН, № 1(11)2000 URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2000/crust.htm#begin
- Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лифшиц Л.Д., Николаевский В.Н.*, 1986, Свехпластичное течение материала внутри разлома Физика Земли №1, 12-24
- Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.*, 2005, Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и её связь с механизмом образования. Геотектоника, № 6, с.32-41.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.*, 1968, Растворы, минералы, равновесия, М., Мир, 368с
- Геря Т.В.* 1990, Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия диссертация доктор геолого-минералогических наук Москва МГУ Геологический факультет (<http://geo.web.ru/db/disser/view.html?mid=1171497>)
- Глико А.О.* 2002, Влияние процесса осаждения твердой фазы из гидротермального раствора на залечивание трещин и эволюцию проницаемости системы, Физика Земли, № 1, с. 53-59
- Глубинное строение территории СССР., 1991, Отв. Ред. В.В.Белоусов, Н.И.Павленкова, Г.Н.Квятковская, М.:Наука, 224с.
- Голубев В.С.*, 1981, Динамика геохимических процессов, М., Недра, 207 с.
- Гольдин С.В.* 2002 Деструкция литосферы и физическая мезомеханика Физическая мезомеханика, т.5, №5, 5-22 с.
- Гольдин С.В.* 2004. Дилатансия, переупаковка и землетрясения Физика Земли. № 10. С. 37-54.
- Гольдин С.В.* 2005, Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. Т. 8, № 1. С. 5-14
- Граменицкий Е.Н., А.Р.Котельников, А.М.Батанова, Т.И.Щекина, П.Ю.Плечов* 2000, Экспериментальная и техническая петрология. - М.: Научный Мир, 416 с.
- Дерлятко Е.К., Краснопевцева Г.В., Резанов И.А.*, 1988, Корреляция волноводов и электропроводящих слоев в континентальной коре. ДАН т.301, № 5 с.1083-1087
- Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.В., Повещенко Ю.А., Лобковский Л.Н.* 1997, Флюидодинамическая модель формирования залежей углеводородов в зоне коллизий литосферных плит. Геологи, геофизика и разработка нефтяных месторождений, № 3, 19-29 с.
- Добрецов Н.Л.* 1980, Введение в глобальную петрологию, Наука, Новосибирск, 200с.
- Жамалетдинов А.А., Ф.П. Митрофанов, А.Д. Токарев, А.Н. Шевцов.* 2000, Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электрическую проводимость и флюидный режим земной коры // Доклады Академии Наук, Т. 371, № 2, С. 235-239.
- Жариков В.А., Иванов С.Н.* 1999, Непроницаемая зона на границе верхней и средней земной коры // Физика Земли, №9. С.96-102.
- Иванов С.Н.* 1990а, Отделитель (о природе и значении геофизической границы К1) // ДАН СССР. Т.311. № 2. С.428-431.
- Иванов С.Н.*, 2001, О современных проблемах геофлюидодинамики(в связи с книгой М.В.Родкина "Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике") электронный научно-информационный журнал

- "Вестник ОГГГГН РАН" № 3(18)' URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/3-2001/ivanov_let1.htm#begin
- Иванов С.Н.* 1990б, Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. № 2. С.3-14.
- Иванов С.Н.* 1998, О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение // Изд. УрО РАН. Екатеринбург. 40 с.
- Импактиты. 1981, Изд-во Московского университета.. 239 с
- Ито К., Кеннеди Д.К.*, 1972, Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклогит. Геохимия №4, с.415-427.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.* 2003, Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: ВНИИгеосистем, 230 с.
- Каракин, Олсен, Рудницкий. Киссин И.Г.* 1996, Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность. // Изв. РАН. Физика Земли.. № 4. С. 30–40.
- Киссин И.Г.* 2001, Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН» №2(17), URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2001/kissint.htm#begin
- Колодяжный С.Ю.*, 2006, Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 332 с.(Труды ГИН РАН. Вып. 572)
- Кольская сверхглубокая.1984, Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М: Недра. 490 с.
- Котельникова З.А.* 2000, Залечивание трещин в кварце Вестник ОГГГГН РАН, № 5 (15), Т.1
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Милановский С.Ю.* 1986, Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры Балтийского щита //В кн.: Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород, . М.: Наука, С. 131-149.
- Кутас Р.И.*, 1986, Тепловая модель континентальной литосферы «Геофизический журнал», т. 8, № 1, 1986, стр. 19-27.
- Лавров Н.П., Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Хаммер Й, Бурмистров А.А., Шукин С.И.* 2008, Урановое месторождение Антей – природный аналог хранилища ОЯТ и подземная геодинамическая лаборатория в гранитах Геология рудных месторождений том 50, № 5, С. 387-413
- Леонов М.Г.* 2008, Горизонтальные протрузии в структуре литосферы земли Геотектоника, № 5, с. 3-36
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* 2008,, Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере прибайкалья и тянь-шаня) Геотектоника, № 2, С. 3-31
- Летников Ф.А.*, 1999, Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования Вестник ОГГГГН РАН, № 4(10)
- Летников Ф.А.* 2008, Синергетика процессов в зонах глубинных разломов Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле –К 40-летию создания М.В.Гзовским Лаборатории Тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции в 2-х томах. Т.2 М.: ИФЗ РАН, с.54-56
- Летников Ф.А., Балышев С.О.* 1991, Петрофизика и геознергетика тектонитов. Новосибирск: Наука, -146 с.
- Летников Ф.А.* 2000, Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении. Проблемы глобальной геодинамики. «Труды семинара ОГГГГН РАН» Отв. Ред. Д.В.Рундквист, М.: ГЕОС, 204–225 с.
- Лобковский Л.И.* 1988, Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит М.: Наука, 252с.
- Лукьянов А.В.*, 1991, Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 144с.
- Любимова Е.М., Милановский С.Ю., Смирнова Е.В.* 1985, Новые результаты изучения теплового потока на Балтийском щите // История развития эндогенного режима стран Восточной Европы. М.: МГК АН СССР, с. 93 – 110.
- Макаров П.В.* 2007 Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и сред. Универсальный критерий фрактальной делимости. Геология и геофизика, Т. 48, № 7, с. 724-746.
- Мейсон Р.*, 1981, Петрология метаморфических пород М.: Мир, 263с.
- Милановский С.Ю. Николаевский В.Н.* 1989 Термомеханический анализ строения континентальной коры (вдоль геотраверса Баренцево море – Восточные Альпы). Физика Земли, N1, с.83-91.
- Милановский С.Ю., Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.*,.1985, Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита. В кн:Геохимия глубинных пород М.: Наука, С. 131 – 149.
- Никитин А.Н., Р. Н. Васин, М. В. Родкин*, 2009 возможное влияние полиморфных переходов в минералах (на примере кварца) на сейсмостек-

- тонические процессы в литосфере *Физика Земли* № 4, С. 67-75
- Николаевский В.Н.* 1979, Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. Докл. АН СССР, Т.249, № 4, 817-821 с.
- Николаевский В.Н.* 1982, Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Механика очага землетрясения. М.: Мир. С. 133–215.
- Николаевский В.Н.*, 1983, Механика геоматериалов и землетрясения. Итоги науки и техники ВИНТИ. Механика твердого деформ. тела, Т. 15, с.149-230.
- Николаевский В.Н.* 1984, Механика пористых и трещиноватых сред. М.:Недра, 232с.
- Николаевский В.Н.* 1987, Волноводы земной коры // *Природа*. № 11. С. 54–60
- Николаевский В.Н.* 1996а, Катакластическое разрушение пород земной коры и анамалии геофизических полей // *Физика Земли*. № 4. С. 41–50.
- Николаевский В.Н.*, 1996б, Геомеханика и флюидодинамика М.: - Недра 447с.
- Николаевский В.Н.* 2006, Трещиноватость земной коры как её генетический признак. *Геология и геофизика*, т. 47. № 5, с.646-656.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И.*, 1985, Разломы и реологическая расслоенность коры. Изв. АН СССР, *Физика Земли*, № 1, 16-28с.
- Ньютон Р.С.*, 1989, Флюиды гранулитовой фации метаморфизма. Глава 2. В кн. Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме. Под ред. Дж.Уолтера и Б.Вуда, М. Мир, стр 49-75
- Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А.*, 1986, Геохимия глубинных пород. М. Наука, 182 с.
- Омельяненко Б.И., В. А. Петров, В. В. Полуэктов* 2007, поведение урана в условиях взаимодействия горных пород и руд с подземными водами *Геология рудных месторождений* том 49, № 5, С. 429-445
- Павленкова Н.И.* 2001, Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества. Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГТГН РАН» №2(17), URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2001/pavlenkova.htm#begin
- Пейве А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д.* и др. 1980,Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука., 215 с. (Труды Геологического института АН СССР; Вып. 343).
- Перчук Л.Л.* 1997, Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии *Соросовский образовательский журнал*, № 7, с. 64-72 (Рис XXX)
- Петров В.А., Лестинас М., Хаммер Й.* 2008, тектодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород *Геология рудных месторождений* том 50, №2,С.99-126
- Поленов, Ю. А.* 2008, Эндогенные кварцевожильные образования Урала - Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 271 с.
- Поспелов Г.Л.* 1973, Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск Наука.. 356с.
- Потапов В.В., Журавлев Л.Т.*, 2007, концентрация различных форм воды в кремнеземе, осажденном из гидротермального раствора *Вулканология и сейсмология* № 5, С. 29-38
- Пуарье Ж.-П.* 1988, Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир. 287 с.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.*, 2003, Возраст и проблема эксгумации эклогитов (на примере Урала) В сб “Постколлизонная эволюция подвижных поясов”
- Райс Дж.* 1982, Механика очага землетрясения М.:Мир, 217 с.
- Ребецкий Ю.Л.* 2006, Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных пород в естественном залегании. В сборнике Флюиды и геодинамика : материалы Всерос. симпозиума "Глубинные флюиды и геодинамика", М, 19-21 ноября 2003 г. / отв. ред. Ю.Г.Леонов: И.Г.Киссин, В.Л.Русинов. - М. : Наука., с. 120-146.
- Ребецкий Ю.Л.* 2008, Механохимические процессы в теле разлома. В сборнике: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Часть 2. Материалы 15 международной конференции. Петрозаводск, стр. 147-145
- Ребецкий Ю.Л.*, 2007, напряженное состояние, отвечающее формированию крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород Доклады Академии Наук том 416, № 5, С. 680-685
- Ребецкий Ю.Л.* 2005, Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН. Т 400, № 3. С. 372-377.
- Родкин М.В.* 2008, сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения *Вулканология и сейсмология* , № 6, С. 66-77
- Родкин М.В.* 2004, Изменение характера сейсмичности с глубиной: новые эмпирические соотношения и их интерпретация // *Физика Земли*. . № 10. С. 63–72.
- Розен О.М., Федоровский В.С.*, 2001а, Коллизонные гранитоиды и расслоенность земной коры (примерыкайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизонных систем) Труды ГИН РАН; Вып. 545, М.: Научный мир, 188 с
- Розен О.М. В.С.Федоровский В.С.*, 2001б, Грани-

- ты и гранитогнейсовые ареалы в коллизионных системах, Русскоязычная исследовательская групп по структурной геологии и тектонике http://geo.web.ru/~sgt/articles/1/page_5.htm
- Розен О.М., А.В.Манаков, Н.Н. Зинчук.*, 2006, Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научный Мир, Москва, 210с
- Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.*, 2002, Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры, Геология и геофизика, Т. 43, № 1, с. 3-26.
- Рундквист Д.В.* Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. Л.: Недра, 1969. Т. 5. С. 303–331.
- Рябчиков И.Д.*, 2000, Флюидный режим мантии Земли. Проблемы глобальной геодинамики. «Труды семинара ОГГГГН РАН» Отв. Ред. Д.В.Рундквист, М.: ГЕОС, 195-203 с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* 2002, Новый взгляд на роль авлакогенеза в формировании тел алмазных магматитов. Вестник Воронежского Университета, Геология, № 1 с.7-18.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР, 1980, Отв. Ред. С.М.Зверев, И.П.Косминская, М.: Наука, 184с.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А.*, 2005, Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 293с.
- Сианисян Э.С.*, 2001, Изотопия подземных вод тектонодинамических зон. Серия нефть и газ, выпуск II, с 33-36
- Смирнов В.И.*, 1982, Геология полезных ископаемых. М.: Недра, с.669
- Соболев А.В., Кривошук Н.А., Кузьмин Д.В.*, 2009, Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм сибирской трапповой провинции, Петрология том 17, № 3, С. 276-310
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.*, 2003, Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 270 с.
- Соболев С.В.*, 1980, Физико-петрологические процессы в коре и мантии, приводящие к вертикальным движениям континентальной литосферы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук, М. ИФЗ РАН, 166с.
- Соболев С.В.*, 1978, Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро-эклогит. –В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Наука, Новосибирск,
- Стичак В.В.*, 2008, Электромагнитная томография земных недр Вестник ОГГГГН РАН, № 1(26), URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/scpub-1.htm#begin
- Старостин В.И., Игнатов П.А.*, 1997, Геология полезных ископаемых 304с.
- Стефанов Ю.П.*, 2008, Численное моделирование процессов деформации в геологических средах за пределом упругости Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле –К 40-летию создания М.В.Гзовским Лаборатории Тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов, Всероссийской конференции в 2-х томах. Т.1 М.: ИФЗ РАН, с.174-176
- Термодинамическое моделирование а геологии, 1992, Под ред. И.Кармайкла и Х Ойгстера, М.: Мир, 239с.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.*, 2006, Эффект Рибиндера в геодинамических процессах. В сб.: Флюиды и геодинамика. М., Наука, с.147-164.
- Трофимов В.А.* 2006, Глубинные сейсмические исследования мов-огт на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем волго-уральскую нефтегазоносную провинцию Геотектоника № 4, С. 3-20.
- Трубицын В.П., Бобров А.М.* 1993 Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Физика Земли. № 9. С. 27–37.
- Трубицын В.П., Рыков В.В.* 1998б, Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // Докл. РАН. Т. 359. № 1. С. 109–111.
- Трубицын В.П.* 1998а, Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли. Физика Земли. № 1. С. 3–10.
- Уломов В.И.* 1999, Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии Вестник ОГГГГН РАН, № 1(7)
- Успенская М.Е., Посухова Т.В.* 2001, Минералогия с основами кристаллографии и петрографии. МГУ, Учебное пособие
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* 1981 Флюиды в земной коре. М.: Мир.. 436 с.
- Чиков Б.М.* 1992, Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы)// Геол. и геофиз., №9, с.3-38.
- Чиков Б.М.* 2005, Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы) Литосфера № 2, с.3-20.
- Шаров В.И., Гречишников Г.А.* 1982 О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн(МОВ). Докл. АН СССР, Т.263, № 2, 412-416 сс.
- Шварцев С.Л.*, 2001 С.Л., Загадки самых креп-

- ких рассолов нашей планеты
/http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1159690&uri=liter.htm
- Шварцев С.Л., 1992, О соотношении составов подземных вод и горных пород Геология и геофизика, № 8, с.46-55.
- Шерман С.И., 1977, Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск: Наука СО, 103 с.
- Шмонов В.М., Витовтова В.М. Жариков А.В. 2002, Флюидная проницаемость пород земной коры М.: Научный мир, 216 с.
- Эскола, Винклер, Маракушев, Соболев, Добрецов и др. метосоматоз - по Коржинскому
- Ярославский М.А. 1982, Реологический взрыв.М.: Наука, 192с.
- Abdrakhimov M.Z. , Milanovsky Svet and V.Yu.Traskin 1999, Influence of Water and Drilling Fluid on the Structure and Permeability of Metamorphic Rocks at Depth 7-12 km in Kola Well. Annales Geophysicae , Supplement of Volume 17.
- Byerlee J.D., 1967, Frictional characteristics of granite under high confining pressure, JGR, V/ 57, p. 341-371.
- Byerlee J.D., 1968, Brittle-ductile transition in rocks. JGR, v. 73, p. 4741-4750.
- Becken M., Ritter o., Park S.K., Bedrosian P.A., Weckman U. and M. Weber 2000, A deep crustal channel into San Andreas Fault system near Parkfield, California Geophysical J. Int., V. 142, p. 132-141
- Belonoshko A., Pingfang Shi, Saxena S.K. 1992, Superfluid: A Fortran-77 program for calculation of Gibbs free energy and volume of C-H-O-N-S-Ar mixtures. Computers & Geosciences. V.18. P.1267-1269
- Bohlen, S.R.1991, On the formation of granulites. Journal of Metamorphic Geology, 9, 223-229.
- Borevsky L.V., Svet Milanovsky and Leonid Yakovlev. 1995, Fluid- thermal regime in the crust - super deep drilling data. Proceeding of the World Geothermal Congress, V2, Florence, Italy, pp.975-981
- Bousquet R., Goffe P., Pichon X.L., Chopin C., 1997, Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust. Tectonophysics, V.. 273, p.105-127
- Chatterjee S., Bhattacharyya R., Majumdar T.J. 2007, Satellite Observations Related to Sumatra Tsunami and Earthquake of 26 December 2004. International Journal of Remote Sensing V. 28 , Issue 13-14, P. 2915-2925
- Christensen N.I., Mooney W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition for continental crust: global view. J.Geophys. Res.,v. 100, N B7, p. 9761-9788
- Christopher A. J. Wibberley, Graham Yielding & Giulio Di Toro 2008, Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review Geological Society, London, Special Publications; v. 299; p. 5-33;
- Colleen A. Barton, Mark D. Zoback and Daniel Moos 1995, Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. Geology; v. 23; no. 8; p. 683-686
- Connolly J.A.D., 1997 Devolatilization-generated fluid pressure and deformation-propagated fluid flow during prograde regional metamorphosis, JGR, V/ 102, N. B8, p. 18149-18173.
- Спецвыпуск по КТВ, 1997 - JGR, V. 102, B8
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I. and V. I. Miachkin , 1979, Estimation of the size of earthquake preparation zones Pure and Applied Geophysics Volume 117, N 5,1025-1044pp
- Feldman I.S., 1976, On the nature of conductive layers in the Earth's crust and upper mantle/ Geoelec. and Geotherm. Stud. KAPG Geophys. Monogr. Bp. p.721-745.
- Fluid Movements – Element Transport and the Composition of the Deep Crust, 1989
- Fountain D.M., Arculus R., Kay R.W. eds., 1992, Continental lower crust. Developmmts in Geotectonics. 23, Amsterdam, Elsevier.
- Fournier R.O, 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment, Economic Geology, 94(8), 1193-1211
- Fournier R.O, 1990, Scientific Drilling to Investigate the Physical and Chemical Nature of Fluids in the Earth's Crust at 400-500 °C In: Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding/ Ed by K/Fuchs? Ye.A.Kozlovsky, A.I.Krivtsov/ Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, pp. 342-352.
- Furlong K.P., Fountain D.M. 1986, Continental Crustal Underplating: Thermal Consideration and Seismic-Petrologic Consequences, JGR, v.91, N. B8, pp.8285-8294.
- Fyfe, W.S. (1973): The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A273, 457-462.
- Gerya T.V., Perchuk L.L. 1997, Equation of state of compressed gases for thermodynamic databases used in petrology. Petrology.. V.5. P.366-380.
- Green D. H., Ringwood A.E. 1967, An experimental investigations of gabbro to eclogite transformation and its petrological applicatons. Geochim. Cosmochim. Acta, v/31, p.767.
- Heffer, K.J. 2002, "Geomechanical Influences in Water Injection Projects: An Overview" Oil " Gas

- Science and Technology - Rev IFP Vol 57, No. 5 pp 415-422
- Heffer, K.J. 2005, (Book Review) "Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology" by Herbert F Wang, Journal of Petroleum Science and Engineering Vol 45/3-4 pp 291-292
- Herzog S.G., Hess P.C., Parmentier E.M., 1995, Constraints on basalt to eclogite transition and crustal recycling on Venus
- Herzog, S. G.; Hess, P. C. 1996, The Role of Water in the Eclogite Phase Transition and Crustal Recycling on Venus Lunar and Planetary Science, volume 27, page 533
- Hess P. C. 1994, The Gabbro-Eclogite Transition and Crustal Recycling on Venus Venus Data Analysis Program: Directory of Research Projects (1993-1994). LPI Technical Report 94-01, published by Lunar and Planetary Institute, 3303 NASA Road 1, Houston, TX 77058, p.28
- Hjelt S.E., T.Korja., 1993, Lithospheric and upper-mantle structures, result of electromagnetic sounding in Europe. PEPI, N. 79, p. 137-177.
- Hofmann A.W. 2002, Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements // Treatise on Geochemistry. V. 2. The mantle and Core. (Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian.) Amsterdam: Elsevier, P. 61-101.
- <http://lab.crust.irk.ru/tectonophys/metod/teor2.htm> - Шерман
- <http://www.dmitrievskiy.ru/textPDF/AstrRuss.pdf> - Дмитриевский
- http://www.sciencedirect.com/science?_ob=ArticleListURL&method=list&_ArticleListID=941375467&_sort=v&_st=17&view=c&_acct=C000050221&_version=1&_urlVersion=0&_userid=10&md5=f300bb76d8297dc19a4f456fc054d202 -- ссылки на laminated lower crust
- Hyhdman R.D., Hyhdman D.W., 1968, Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust/ EPSL, N 4 p.427-432
- Hyhdman R.D., Shearer P.M., 1989, Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. Geophys. J. Int., N. 98, pp.343-365.
- Hyhdman R.D., Vanyan L.L., Marquis G. and Law L.K., 1993, The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water ore graphite? PEPI, N/ 81, p.325-344.
- Ivanov S.N. Ivanov K.S 1991, Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance // Journal of Geodynamics. V.17. № 4. P.155-180. - Co-author Ivanov K.S.
- Jiankang Li, Dehui Zhang and Denghong Wang, 2005, Numerical simulations of heat and mass transfer for the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing, Jiangxi province, China In.: Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18-21 August 2005, p. 425-428
- Juhlin C. 1990, Seismic attenuation, shear wave anisotropy and some aspects of fracturing in crystalline rock of the Siljan Ring, central Sweden. Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala Dissertation From the Faculty of Science 30, 167pp. Uppsala
- Heffer K. J. 2005, The NERC Micro to Macro Programme: implications for fluid resource management. Geological Society, London, Special Publications; v. 249; p. 5-27
- Karakin A.V. A mathematical model of crustal waveguide 2001, Russian Journal of Earth Sciences, V. 3 N 4, 277-291pp.
- Khain V.E., Lobkovskiy L.I., 1994, Relict seismicity in the Alpine belt of Eurasia: Mode of occurrence Geotectonics? English Translation, V.28, N. 3, p. 192-198
- Knipe R. J. 1989, Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. Journal of Structural Geology. V.11. P.127-146
- Knipe R.J., 1992, Faulting processes and fault seal: NPF Special Publication 1, p. 325-342
- Kremenetsky A.A. 1990, The Geological Nature of Seismic Boundaries in the Continental Crust/ Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding/ Ed by K.Fuchs, Ye.A.Kozlovsky, A.I.Krivtsov/ Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, pp. 393-407
- Kremenetsky, A.A.; Milanovsky, S.Y.; Ovchinnikov, L.N.; 1989, A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield Tectonophysics, V. 159, N. 3, pp.231-246
- Kohl T. L. Rybach, 1998, Analysis of crustal temperature fields by means of CO2 flux determination, Proc. The earth's thermal field and related research methods, Moscow, May 19-21, 132-134
- Kurz, W.; Fritz, H.; Froitzheim, N.; Tenczer, V.; Unzog, W., 2003, Mechanics of the exhumation of eclogite facies metamorphic rocks in convergent plate margins EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #8546 Publication Date:04/2003 Origin:EGU Bibliographic Code: 2003EAEJA.....8546K
- Lamb, W.M., Valley, J.W. (1984): Metamorphism of reduced granulites in low-CO2 vapor-free environment. Nature, 321, 56-58.
- Lüschen Ewald 2005 Relationship between recent heat flow and seismic properties : Some notes from crustal research in Germany Journal of volcanology and geothermal research 2005, vol. 148, pp. 31-45

- Lüschen, E., et al. Lüschen, E.A Nicolich, R.A Cernobori, L.A Fuchs, K.A Kern, H.A Kruhl, J.H.A Persoglia, S.A Romanelli, M.A Schenk, V.A Siegesmund, S.A Tortorici, L 1992, A seismic reflection-refraction experiment across the exposed lower crust in Calabria (southern Italy) *Terra Nova*, 4, 77-86.
- Lüschen, E., S. Sobolev, U. Werner, W. Söllner, K. Fuchs, B. Gurevich, and P. Hubral 1993, Fluid reservoir (?) beneath the KTB drillbit indicated by seismic shear wave observations, *Geophys. Res. Lett.*, 20(10), 923-926.
- Lykov V.I., Mostrykov A.O. 2003, Seismic regime of Southern California in relation to the crustal rigidity variations, *Russian Journal of Earth Sciences*, V.5, N.1, pp. 67-73
- Malinowski M. 2009, Structure of the crust/mantle transition beneath the Variscan foreland in SW Poland from coincident wide-angle and near-vertical reflection data *Tectonophysics*, Volume 471, Issues 3-4, Pages 260-271
- Manning C.E., Ingebritsen S.E., 1999, Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. *Rev. of Geophysics*, V. 37, N. 1, p/127-150.
- Mareschal J.C., Gangi A.F., Lamping N.L., 1982, The Moho as a phase change: a test of the hypothesis, *JGR*, v.87, N. B6, pp.4723-4730
- Maslov A.V., Erdtmann B.-D., Ivanov K.S., Ivanov S.N., Krupenin M.T. 1997 The Main tectonic events, depositional history, and the paleogeography of the southern Urals during the Riphean - early Palaeozoic // *Tectonophysics*, V.276. P.313-335.
- Meisner R., Mooney W.D., 1998, Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape, *Tectonophysics*, v/269, p.47-60.
- Milanovsky S.Yu. 1984, Deep geothermal structure and mantle heat flow along Barents Sea - East Alps geotraverse *Tectonophysics*, V.103, p.175-192.
- Milanovsky, S.Yu. Geothermal structure of Precambrian crust. In: *Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources*. Abstract Volume, 24-27 September 2003, Siena University, Italy, p.75
- Miyashiro A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts* Georg Allen and Unwin, London, 492p (Русский перевод: Мияширо А., 1976, *Метаморфизм и метаморфические пояса*. М., Мир)
- Newton, R.C., Smith, J.V., Windley, B.F. (1980): Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288, 45-50.
- Nikolaevskii V.N., 1992, Migration and accumulation of mantle hydrocarbons in the earth crust faults. VI Int. Symp. Observation of the continental crust through drilling (Paris), BRGM, N.223, pp.115-121.
- Nikolaevskii V.N., Rice J.R. 1979, Current topics on the non-elastic deformation of geological materials – High pressure Sci. and Technol., Plenum V. 2
- Norton D., and R. Knapp., 1977, Transport phenomena in hydrothermal systems; the nature of porosity *American Journal of Science*, Vol. 277, P.913-936
- Norton D., and J. E. Knight 1977, Transport phenomena in hydrothermal systems; cooling plutons *American Journal of Science*, Vol. 277, P.937-981
- Nyrex Report A Review of the Deep Borehole Disposal Concept for Radioactive Waste, 2004, United Kingdom Limited Nirex Report N/108, pp.1-89
- Panet I., V. Mikhailov, M. Diament, F. Pollitz, G. King, O. de Viron, M. Holschneider, R. Biancale, J.-M. Lemoine, 2007, Co-seismic and post-seismic signatures of the Sumatra December 2004 and March 2005 earthquakes in GRACE satellite gravity. // *Geophys. J. Int.*, 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., Reenen D.D. et al., 2000, P-T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsular (Russia) and Limpopo Region (South Africa) *Mineralogy and Petrology*. V. 69, pp. 109-142
- Ranalli G. 1997 Rheology of the lithosphere in space and time. In: *Orogeny through time*. (eds Burg, J.P. & Ford, M.) Geological Society, Special Publication. V.121. P.19-37.
- Ranalli G., L Rybach 2005, Heat flow, heat transfer and lithosphere rheology in geothermal areas: Features and examples *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol:148, Issue: 1, pp: 3-17
- Ranalli Giorgio, 1995, *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall
- Ranalli, G., 1991, Regional variation in lithosphere rheology from heat flow observations. In: Cermák, V. and Rybach, L., Editors, *Terristrial Heat Flow and Lithosphere Structure*, Berlin, Springer.pp1-21
- Rice J.R., 1975, On the stability of dilatant hardening for saturated rock masses *J. Geoph. Res.* V.80, N 11, 1531-1536pp.
- Ringwood A.E. 1975, *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. N.Y., McGraw-Hill Book Company, 616p (Русский перевод Рингвуд А.Е., 1981, *Состав и петрология мантии Земли*. М.Недра, 584с.)
- Ringwood A.E., Green D. H., 1966, An experimental investigations of gabbro to eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, v/3, p.383-427.
- Rudnickij J.W., Rice J.R., 1979, Conditions for the

- localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials, *J. Mach. Phys. Solids*, V. 23, N. 6, p.371-394.
- Shin-Chan Han, C. K. Shum, Michael Bevis, Chen Ji, Chung-Yen Kuo*, 2006, Crustal Dilatation Observed by GRACE After the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, Vol. 313. no. 5787, pp. 658 – 662.
- Knipe, Ranalli, Shankland T.J., Ander M.E.*, 1983, Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. *JGR*, V. 88, N. B11, pp. 9475-9484.
- Sibson R.H.*, 1977, Fault rocks and fault mechanism, *Jour. Geol. Soc. London*, V. 133, 191-213pp.
- Sibson Richard H.*, 1994 , Crustal stress, faulting and fluid flow. Geological Society, London, Special Publications; v. 78; p. 69-84;
- Sibson R.H.*, 1982, Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* V.1, pp. 151-163.
- Singh S.C., McKenzie Dan*, 1993, Layering in the lower crust. *Geophys. J. Int.*, v.113, pp. 622-628
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Brugmann G. et al.* 2008, A quantitative link between recycling and osmium isotopes // *Science*. V. 321. №. 5888. P. 536.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* 2007, The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. V. 316. №. 5823. P. 412–417.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y.* 1994 Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. *Survey Geophys* 15:515-544
- Sobolev S.V., Babeyko AY.* 1994, Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks *Survey Geophys* 15:515-544.
- Sorkhabi R., Hasegawa S., Suzuki K., Fujimoto M., Sakuyama N., and Iwanga S.*, 2002, Modeling of Shale Smear Parameters, Fault Potential, and Fault Rock Permeability. AAPG Annual Meeting, March 10-13, 2002, Houston, Texas/<http://www.searchanddiscovery.net/documents/abstracts/annual2002/DATA/2002/13ANNUAL/EXTENDED/27968.pdf>
- Suetnova Elena I., Ramon Carbonell, Scott B. Smithson* 1994, Bright seismic reflections and fluid movement by porous flow in the lower crust Earth and Planetary Science Letters, Volume 126, Issues 1-3, Pages 161-169
- Tarasov B.G.* 2008, Intersonic shear rupture mechanism. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 45, 914-928
- Tarasov B.G., M.F., Randolph*, 2008, Frictionless shear at great depth and other paradoxes of hard rocks. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 45, p. 316-328
- Tarasov B.G.* 2008, New Insight into the Nature of Shear Rupture Propagation in Pristine Rocks and Pre-Existing Faults The University of Western Australia, Australia. SHIRMS - Y. Potvin, J. Carter, A. Dyskin, R. Jeffrey (eds) p.37-68
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M.* 1985, The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass.. P.312
- Touret J.*, 1981 Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In *Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology* edited by L.S.Hollister and M.L.Crawford, pp.182-208. Min. Assoc of Canada
- Vanyan L.L., Gliko A.O.* 1999, Seismic and electromagnetic evidence of dehydration as a free water source in the reactivated crust, *Geophys. J. Int.* V. 137, 159-162 pp
- Wilkinson, J.J., Barry Stoffell, Clara C. Wilkinson, Teresa E. Jeffries, Martin S. Appold.* 2009, Anomalously Metal-Rich Fluids Form Hydrothermal Ore Deposits *Science*. V. 323. P. 764–767.

ПОЛЯ ЛОКАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ РАЗНЫХ УРОВНЕЙ И НАРУШЕНИЙ ВТОРОГО ПОРЯДКА ВБЛИЗИ ОКОНЧАНИЯ СДВИГОВОГО РАЗРЫВА

Д.Н. Осокина

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

ГЛАВНЫЕ ЦЕЛИ РАБОТЫ

При решении ряда задач геодинамики требуется знание закономерностей развития разрыва в напряженном массиве. Необходимо ответить на ряд вопросов, главные из которых:

1. Как пойдет развитие основного разрыва: путем его роста в своей же плоскости или путем образования в его концевой области вторичных трещин (трещин 2-го порядка)?
2. Какими будут особенности таких вторичных трещин: их физическая природа (скол, отрыв, зоны их подготовки), их кинематика (надвиг, сдвиг и т.п.), ориентация сместителей относительно главного разрыва (нормальная, диагональная и т.п.)?
3. Как зависят эти особенности вторичных трещин: а) от места их зарождения; б) от характеристик исходного поля напряжений (величин главных напряжений, их ориентации и т.д.)?

Прежде чем конкретизировать поставленные вопросы, укажем, что в рамках рассматриваемой математической постановки задачи о напряжениях в окрестности трещины сдвига (мех. и геол.) исходным полем напряжений (поле напряжений 0-го порядка – мегаскопический масштаб) является одинаковое во всех точках пространства напряженное состояние. В этом однородном поле напряжений задается положение и размер трещины (разрыва), на бортах которой выполняется предельное по Кулону напряженное состояние рис. 1, а, б. Рассматриваемый случай однородного исходного поля напряжений на самом деле можно обобщить, полагая это поле неоднородным, но линейный размер его неоднородности много больше линейного размера активизирующейся трещины 1-го порядка. Считается, что трещина здесь существовала ранее. Прочность среды вне трещины выше прочности на ее поверхности, которая определяется сухим трением покоя и величиной частично восстановленного сцепления. Следствием выполнения предельного соотношения между нормальными и касательными напряжениями на поверхности трещины является смещение ее бортов, из-за чего в некоторой окрестности возникает новое напряженное состояние, отличающееся от исходного поля напряжения – поле напряжений 1-го порядка (макроскопический масштаб). Величина смещения бортов этой трещины определя-

ется достижением равновесия между касательными напряжениями, действующими вдоль ее поверхности, и силой сухого кинематического трения.

Изначально данные об областях разрушения вблизи конца основного разрыва 1-го порядка (макроуровень) позволяли ожидать, что развитие сколового нарушения 2-го порядка (микроуровень) определяется полем напряжений 0-го порядка и происходит по линии минимума градиента кулоновых напряжений τ_c этого поля в области разрушения. В работах [Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, 1989, 2004; 2008 и др.] показано, что положение таких участков зависит от ориентации основного разрыва – от угла α между его простиранием (осью x) и осью напряжений наибольшего сжатия σ_2^{01} для поля напряжений 0-го порядка. При $\alpha < 45^\circ$ осевые линии областей наиболее высоких τ_c (рис. 1, д, е). лежат в секторах «сжатия» 2D поля (см. ниже), а при $\alpha > 45^\circ$ – в секторах «растяжения» (рис. 1, в, з). Можно было ожидать, что также зависит от угла α и локализация вторичных трещин – сдвигов, которые при наиболее распространенных в природных массивах углах α (30-35°) должны в этом случае развиваться в секторах сжатия поля напряжений 1-го порядка. Однако такое предположение не подтверждается результатами моделирования и геологическими данными.

Этот факт заставляет предположить, что линия развития (траектория) разрыва 2-го порядка (и его кинематический тип) определяются не полем напряжений 1-го порядка, а полем напряжениями 2-го порядка (микроскопический масштаб), возникающими в малой зоне у конца разрыва, в котором трещина 2-го порядка зародилась и начала развитие. Ранее [Осокина, 2007] было показано, что при детальном рассмотрении закономерности изменения параметров напряженного состояния у конца трещины сдвига можно выделить отличия в полях напряжений разным масштабам осреднения. В связи с важностью вопроса одной из задач настоящей работы стало изучение поля напряжений микроуровня и отвечающих ему вторичных нарушений в малой зоне у конца разрыва – самой опасной части его

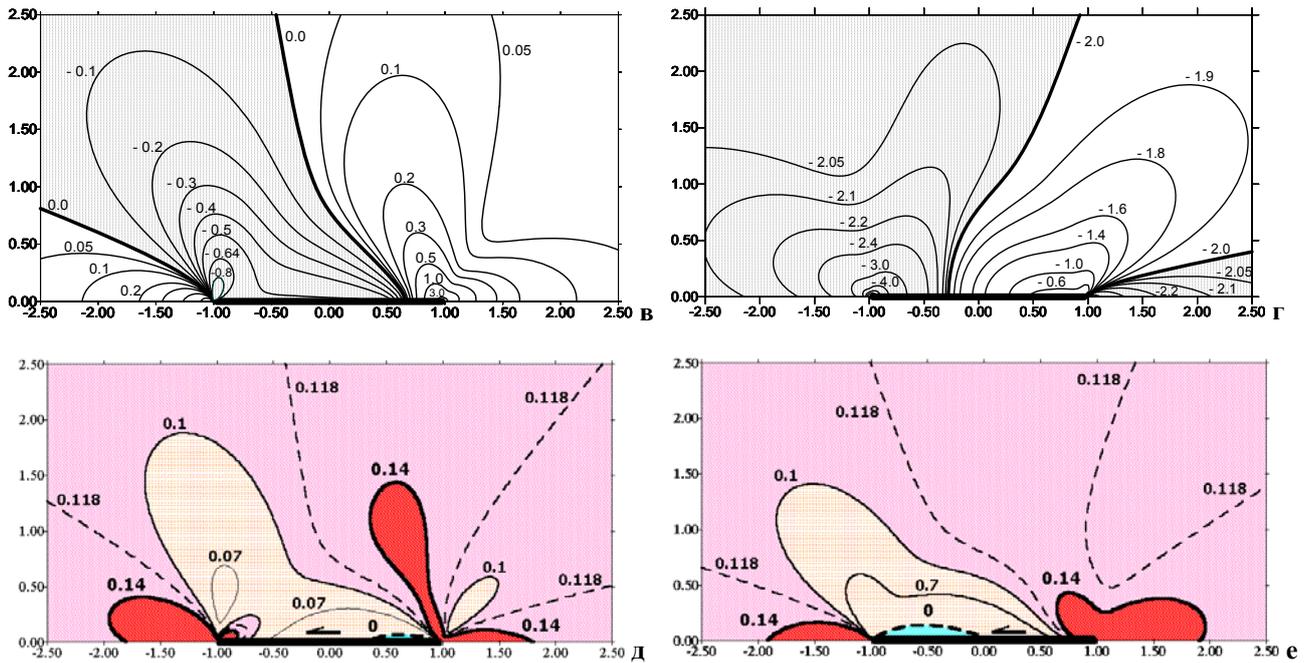
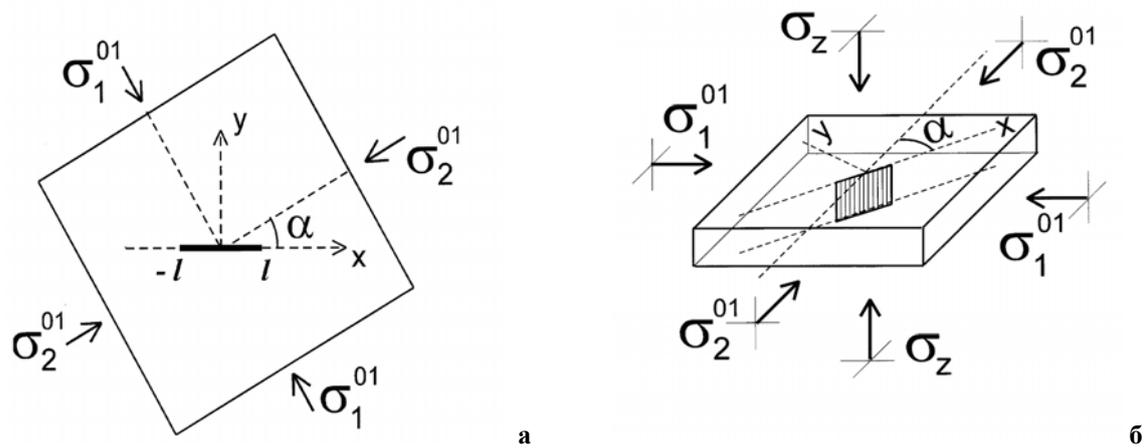


Рис. 1. Локальное поле напряжений 2D и 3D около сдвигового разрыва, нарушающего слой и нормального к нему, для варианта задачи I ($\sigma_z = const$). Случай левой подвижки [Осокина, 2000, 2002, 2004 и др.]. Плоскость рисунка совпадает с плоскостью слоя $xу$ (план). Карты характеристик поля разрыва построены в координатах x/l , y/l , $2l$ – длина разрыва. Постановка задачи: а – двумерной, б – трехмерной при $\sigma_3 = const$. Карты изолиний главных напряжений 2D поля σ_1^01 (в) и σ_2^01 (г) (параметры задачи: $\sigma_1^01 = 0$, $\sigma_2^01 = -2$, $\alpha = 30^\circ$, $k_k = 0.1$), разделенные на сектора «растяжения» (без штриховки) и сектора «сжатия» (со штриховкой). Изолинии кулоновых напряжений τ_c и области разрушения ($\tau_c > \tau_f$), зависимость их геометрии от ориентации разрыва (угла α): д - $\alpha = 20^\circ$, е - $\alpha = 50^\circ$ (параметры задачи: σ_1^01 , σ_2^01 , $\sigma_z = -1, -3, -2$, $\mu_\sigma = 0$, $k_k = 0.4$, $k_f = 0.5$, $\tau_f = 0.14$)

окрестностей. Важная роль этой зоны, установленная в физике разрушения и в технике, должна проявляться и в геодинамике. Эта зона максимума разрушающих напряжений может влиять на развитие процессов разрушения, деформирования и ряда других, от подготовки землетрясения [Соболев, Пономарев, 2003] до рудообразования [Николя, 1992]. Вместе с тем, очевидно, что поля напряжений других более высоких масштабных уровней относительно микроуровня также должны влиять на развитие трещин 2-го порядка. Поэтому вторая главная задача работы – исследование влияния полей напряжений более высоких

масштабных уровней (макро- и мегаскопические масштабные уровни напряжений) на состояние у конца разрыва и обусловленных этими полями вторичных нарушений. Исследуемые в данной работе поля напряжений 4-х масштабных уровней будем именовать полями микро-, мезо-, субмакро- и макроуровня. Параметры масштаба m этих полей ($m = h/L$) равны 0.001, 0.01, 0.1, 1.25, где h – полуширина «окна расчета», $L = 2l$ – длина разрыва. Поле макроуровня отвечает представлению локального поля в нормальном масштабе.

2D ПОЛЕ МИКРОНАПРЯЖЕНИЙ

Зависимость напряжений 2D поля от полярного угла θ . Для расчета 2D напряжений используем решение задачи теории упругости о напряженном состоянии плоскости, нарушенной трещиной сдвига, в условиях преобладающего сжатия [Осокина, Фридман, 1987], (являющейся частным случаем задачи о трехзвенной трещине с отрывами у концов [Костров, Фридман, 1975]). Постановка задачи описаны выше и показана на рис. 1, а. Решение этой задачи получено методами ТФКП (теории функций комплексного переменного), в которой напряжения суть функции комплексной переменной $z = x + iy$. Для решения упругой задачи конец трещины – особая точка, вблизи нее напряжения неограниченно растут. Для определения напряжений микроуровня – напряжений в малой зоне при $r \ll L$ (для их асимптотического выражения) – вводится полярная система координат (r, θ) с полюсом в вершине трещины $z = L/2$ (L – длина трещины). При этом координаты точки x, y равны:

$$x = 0.5 * L + r * \cos \theta, \quad y = r \sin \theta. \quad (1)$$

Подставляем выражение (1) в функции, определяющие напряжения 2D поля трещины [Осокина, Фридман, 1987], и оставляя в них лишь резко растущие (сингулярные) слагаемые с множителем $1/\sqrt{r}$ [Поль, 1975; Николаевский, 1996], получаем зависимости этих напряжений от угла θ [Осокина, 2007]:

$$\begin{aligned} \sigma_1^1 &= (K_{II} / \sqrt{2\pi r}) \cdot (2 \sin \theta / 2 + \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}); \\ \sigma_2^1 &= (K_{II} / \sqrt{2\pi r}) \cdot (2 \sin \theta / 2 - \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}); \\ \tau_{\max}^1 &= (K_{II} / \sqrt{2\pi r}) \cdot \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}; \\ \tau_C^1 &= (K_{II} / \sqrt{2\pi r}) \cdot \\ &(\sqrt{1 + k_f^2} \cdot \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} + 2k_f \sin \theta / 2). \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь K_{II} – коэффициент интенсивности напряжений для трещины сдвига (моды II). При используемой постановке задачи

$$\begin{aligned} K_{II} &= 0.25 \cdot \sqrt{2} \cdot |T| \sqrt{2\pi L}, \text{ при} \\ T &= \tau \sin 2\alpha - k_k (p - \tau \cos 2\alpha), \end{aligned} \quad (3)$$

где α – угол между начальной трещиной и осью напряжений максимального сжатия исходного поля σ_2^{01} .

Угол α_2 (наклон оси максимального сжатия

σ_2^1 к оси x) при $r \ll L$ зависит от угла θ , но не зависит от ориентации трещины, т.е. от угла α . В работе [Осокина, Фридман, 1987] приведена зависимость α_2 от θ , задаваемая выражением вида

$$\alpha_2 = 90 - \beta_2, \quad \beta_2 = 0.5 \arctg F(\theta, \theta/2, 3\theta/2),$$

и показано, что углам θ , равным: 90, 45, 0, -45, -90°, отвечают величины α_2 , составляющие: 90, 65, 45, 25, 0°. Эти цифры согласуются с данными о наклоне (к оси x) траекторий осей напряжений σ_2^1 у конца трещины, полученными путем расчета [Осокина, Фридман, 1987; Осокина, 2000, 2002] и моделирования [Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, 1989 и др.].

Разделение малой зоны по 2D напряжениям на участки, определяемые как пересечения секторов «растяжения» и «сжатия» для обоих главных напряжений 2D поля σ_1^1 и σ_2^1 (участки «растяжения - растяжения», «растяжения - сжатия» («сдвигания»), «сжатия - сжатия». Рассмотрим это разделение [Осокина, 2007]. На рис. 2, а приведены изолинии главных напряжений σ_1^1 и σ_2^1 2D поля микроуровня ($m = 0.001$) у *правого* конца трещины для варианта исходного (регионального) 2D поля напряжений, отвечающего одноосному сжатию ($\sigma_1^{01} = 0, \sigma_2^{01} = -2$) и для ориентировки трещины, при которой $\alpha = 35^\circ$. По соотношению напряжений локального поля σ_1^1, σ_2^1 с напряжениями исходного поля $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}$ эта зона разделяется на три участка. *Первый участок* – область усиления растяжения (или ослабления сжатия) для обоих главных напряжений ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$): пересечение секторов «условного растяжения» для σ_1^1 и для σ_2^1 (область 7 рис. 2, а). *Второй участок* – область ослабления сжатия для σ_1^1 и усиления сжатия для σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$): пересечение сектора условного растяжения для σ_1^1 и сектора сжатия для σ_2^1 (область 8 рис. 2, а). *Третий участок* – область усиления сжатия для обоих главных напряжений ($\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$): пересечение секторов сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 (область 9 рис. 2, а).

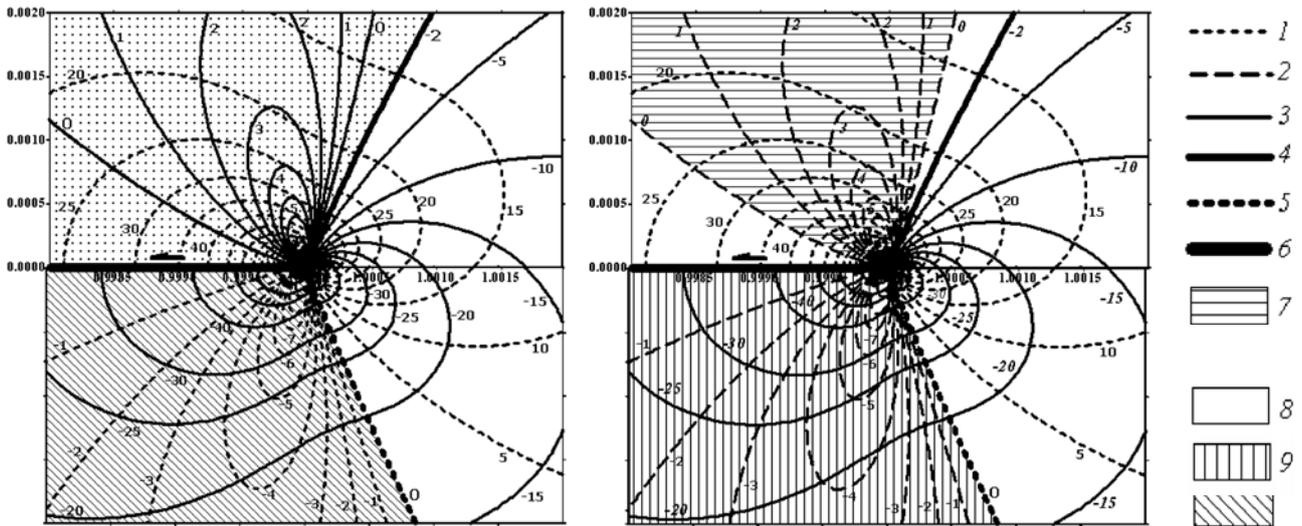


Рис. 2. Изолинии главных напряжений σ_1^1, σ_2^1 2D (а) и $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ 3D (б) поля напряжений микроуровня (масштаб $m=0.001$) на плоскости xu для окрестностей вершины трещины (разрыва). Параметры задачи: $\sigma_1^{01} = 0, \sigma_2^{01} = -2, \alpha = 35^\circ, k_k = 0,2$, исходное поле – одноосное сжатие. Остальные условия – как на рис. 1. Штриховкой показаны участки «растяжения» (УРс) – $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$; сдвигания (УСд) – $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$; и сжатия (УСж) – $\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$.

1-3 – изолинии напряжений σ_1^1 (1), σ_2^1 (2) и σ_3^1 (3); 4 – изолиния $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$, граница участков УРс и УСд; 5 – изолиния $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$, граница участков УСд и УСж; 6 – трещина (разрыв); 7-9 – приконцевые участки (пересечения секторов): 7 – УРс, вторичные сбросы; 8 – УСд, вторичные сдвиги; 9 – УСж, вторичные взбросы или надвиги

Так как можно сказать что: *первый участок* отвечает «растяжению–растяжению» или «двойному растяжению», то ниже для краткости он будет называться участком «растяжения» (УРс). При таком же подходе *второй участок*, отвечающий «растяжению–сжатию», будет ниже называться участком «сдвигания» (УСд), а *третий участок*, отвечающий «двойному сжатию», будет называться участком «сжатия» (УСж). Участки УРс и УСд разделяет изолиния $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$, а участки УСд и УСж – изолиния $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$.

Карта изолиний σ_1^1 и σ_2^1 (рис. 2, а) характеризует ряд свойств поля 2D напряжений микроуровня у вершины трещины, общих для одноосного сжатия и ряда близких к нему типов исходного поля. Ниже показано, что геометрия этой карты сильно зависит от масштабного уровня поля напряжений, характеризуемого параметром m . При росте m от 0.001 до 1.25 (для исходного поля одноосного сжатия) угол между верхней и нижней границами участка сдвигания УСд падает от $\sim 160^\circ$ до $\sim 30^\circ$.

3D ПОЛЕ МИКРОНАПРЯЖЕНИЙ

Закономерности напряжений 3D и нарушения 2-го порядка на примере исходного поля одноосного сжатия. Рассмотрим переход к полю 3D [Осокина, 2007]. Для этого наложим на 2D поле, (рассчитанное для исходного поля одноосного сжатия, см. рис. 2, а), сжатие по оси z (напряжение σ_z), и сравним напряжения $\sigma_1^1, \sigma_2^1, \sigma_z$ по алгебраической величине (см. [Осокина, 2000, 2002]). Для упрощения примем, что σ_z ограничено значениями от σ_1^{01} ($\sigma_1^{01} \leq 0$) до σ_2^{01} , и что величины σ_1^{01} и σ_2^{01} отличаются не более чем на полпорядка. Участкам УРс, УСд, УСж поля 2D, выделенным на рис. 2, а, отвечает

разный характер 3D поля (рис. 2, б). Отметим, что прогноз нарушений 2-го порядка проводится для сред с двумя типами прочности: для кулоновской среды и для среды Треска – Сен-Венана, прочность которых определяется напряжениями: τ_C – для первой, τ_{\max} – для второй.

1. *Участок «растяжения» 2D поля (УРс)* задается условиями $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$. Он ограничен разрывом и изолинией $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$, на рис. 2, 3 он занимает левую половину и часть правой половины верхней полуплоскости. Для его центральной части (где поле напряжений 2D – двусное растяжение) поле 3D является сбро-

совым, $\sigma_z = \sigma_3$. А на его периферии (где поле 2D – растяжение-сжатие, $\sigma_1^1 > 0$, $\sigma_2^1 < 0$) поле 3D – сдвиговое, $\sigma_z = \sigma_2$ (рис. 2, б). УРс – часть области хрупкого разрушения III [Осокина, 2004, 2008], на диаграмме Мора [Николаевский, 1996; Ребецкий, 2007] он отвечает окрестностям начала предельной кривой – ее пересечения с осью σ_n . Здесь прогнозируются вторичные нарушения 2-х типов: отрывы (раздвиги) и наклонные сколы (сбросы). Поскольку, согласно [Осокина, Фридман, 1987], оси σ_1 и σ_2 3D поля (оси σ_1^1 и σ_2^1 2D поля), отвечающие опасному направлению $\theta^* = 180^\circ$ (см. ниже), параллельны разрыву и нормали к нему, то простирание обеих вторичных структур ожидается нормальным к разрыву (см. ниже) (рис. 3). Угол падения сброса должен составлять: для кулоновской среды – $90^\circ - \alpha_f$ (α_f – угол скалывания среды), а для среды Треска – Сен-Венана – 45° .

2. Участок «сдвига» 2D поля (УСд) задается условиями $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$. Он ограничен изолиниями $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$ и $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$, на рис. 2, 3 он расположен в правой части верхней и нижней полуплоскости. Поле 2D здесь – поле растяжения-сжатия ($\sigma_1^1 > 0$, $\sigma_2^1 < 0$), поле 3D – сдвиговое, $\sigma_z = \sigma_2$. На оси x (при $\theta = 0$) напряжения σ_2^1 и σ_1^1 составляют с ней углы 45° и -45° [Осокина, Фридман, 1987]. УСд – часть области хрупкого разрушения III, на диаграмме Мора он отвечает окрестностям предельной кривой вблизи ее пересечения с осью τ_n . Здесь прогнозируются вторичные сколы, нормальные к плоскости xu , – сдвиги. Для кулоновской среды ожидаются вторичные сдвиги под небольшим углом к исходной трещине или разрыву (рис. 3), т.к. величины τ_C , при типичных для геомассивов значениях k_f от 0.36 до 0.6 [Поль, 1975; Николаевский, 1996; Ребецкий, 2007], максимальны для направлений θ^* от 13° до 19° (см. ниже), для которых угол $\delta = \alpha^* - \alpha_f$ (вторичного сдвига с осью x) равен от 16° до 26° . Здесь α^* – угол α_2 (см. выше) для опасного направления.

Для среды с прочностью Треска – Сен-Венана здесь ожидаются вторичные сдвиги, продолжающие основной разрыв – угол $\delta = 0$ (рис. 3).

3. Участок «сжатия» 2D поля (УСж) задается условиями $\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$. Он ограни-

чен разрывом и изолинией $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$, на рис. 2, 3 он занимает в нижней полуплоскости левую половину и часть правой. Поле напряжений 2D здесь – двусное сжатие, поле 3D – надвиговое, $\sigma_z = \sigma_1$. При напряжениях $\tau_C \geq \tau_0$ (τ_0 – предел текучести) начинается развитие пластических деформаций и возможно «вязкое» разрушение. Эта часть участка УСж отвечает пластическому поведению среды (IV типа). На диаграмме Мора эта область отвечает субгоризонтальной части предельной кривой. На участке УСж прогнозируются вторичные наклонные сколы – надвиги, а при напряжениях $\tau_C \geq \tau_0$ и при выполнении ряда условий (наличие слоистости и др.) – вторичные складки. Так как согласно [Осокина, Фридман, 1987] оси σ_2^1 и σ_1^1 2D поля (оси σ_3 и σ_2 3D поля) для опасного направления ($\theta^* = -180^\circ$) параллельны разрыву и нормали к нему (см. ниже), то простирание и надвига, и складки ожидается здесь нормальным к разрыву (рис. 3).

Важно отметить, что каждый из участков УРс, УСд, УСж имеет свой максимум напряжений микроуровня со своим типом 3D поля. Таким образом показано, что конец трещины (разрыва) может совмещать три различные особые точки – три очага разрушения.

Ориентация нарушений 2-го порядка и опасные направления в малой зоне у вершины трещины по данным о напряжениях микроуровня $\delta = \alpha^* - \alpha_f$. При прогнозе ориентации нарушений 2-го порядка, образование которых под действием 3D поля микроуровня ожидается у конца трещины, следует определить «опасное направление», характеризуемое полярным углом θ^* [Осокина, Фридман, 1987; Осокина, 2007]. Имеется в виду направление, при движении по которому к вершине трещины раньше всего достигается критическая величина разрушающего напряжения и начинается разрушение.

Для определения угла θ^* приравняем нулю производную функции $F(\theta)$, определяющей разрушающее напряжение 3D поля. Напомним, что напряжения 3D поля обозначаются как τ_C , τ_{\max} , а напряжения 2D поля – как τ_C^1 , τ_{\max}^1 . Для кулоновской среды функция $F(\theta)$ имеет вид $\tau_c = f_1(\theta)$ а для среды с прочностью по Треска – Сен-Венану – $\tau_{\max} = f_2(\theta)$.

Решение полученного уравнения определяет углы θ^* , задающие опасные направления.

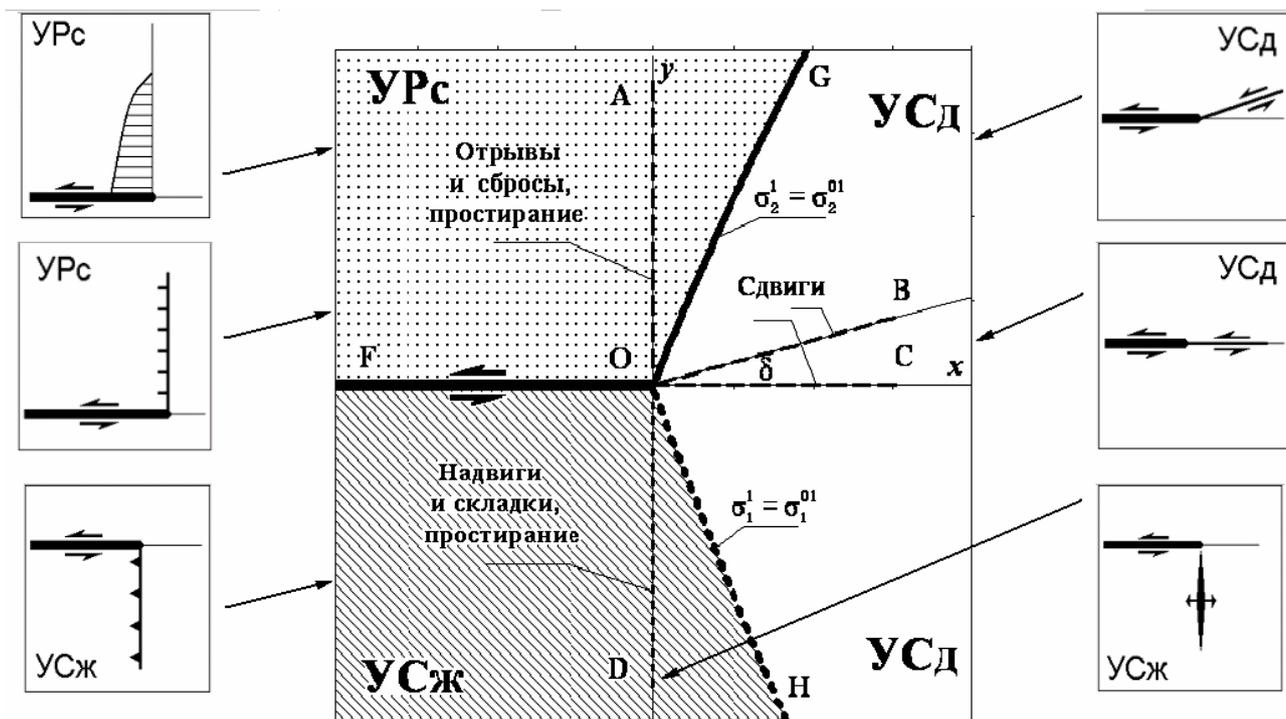


Рис. 3. Схема прогноза крупных опережающих нарушений 2-го порядка на начальном этапе их развития в малой зоне у правого конца разрыва (трещины) при $r/L=10^{-3}$. Схема демонстрирует зависимость кинематического типа нарушения и ориентации его плоскости от участка его зарождения (УРс, УСд, УСж) и напряжений микроуровня на этом участке при $m=10^{-3}$. Точка О – конец разрыва; ОА-ОД – простираение нарушений 2-го порядка (ОА – отрывы и сбросы, ОВ, ОС – сдвиги, ОД – надвиги и складки); ОG и ОН – границы участков УРс и УСд, УСд и УСж; ОF – разрыв. На врезках – нарушения, отвечающие линиям ОА-ОД. Параметры задачи: $\sigma_1^{01} = \sigma_2 = 0$, $\sigma_2^{01} = -2$, $\alpha = \alpha_f = 35^\circ$, $k_k = 0.2$, $k_f = 0.36$ (α_f – угол скалывания, k_f – коэффициент внутреннего трения), исходное поле – одноосное сжатие. План, координаты $x/l, y/l$, $2l$ – длина разрыва с левым смещением [Осокина, 2007а, б]

1. На участке сдвига (УСд), где поле сдвиговое ($\sigma_z = \sigma_3$), прогнозируется образование вторичных сдвигов. Оно задается условиями: $\tau_C \leq \tau_f$ – для кулоновской среды и $\tau_{\max}^1 \leq \tau_0$ – для среды Треска – Сен-Венана. Для тех же двух сред полярный угол опасного направления θ^* определяется из уравнений: $d\tau_C/d\theta = 0$ (для первой среды) и $d\tau_{\max}^1/d\theta = 0$ (для второй). Для сдвигового поля $\tau_C = \tau_C^1$, $\tau_{\max} = \tau_{\max}^1$.

Значения τ_{\max}^1 и τ_C^1 находим из выражений (4) и (5). Получаем, что для кулоновской среды угол θ^* зависит от коэффициента внутреннего трения k_f . Из этого следует, что типичным для горных пород значениям $k_f = 0.36-0.6$ (см. выше) отвечают углы $\theta^* = 13-20^\circ$. По этим значениям θ^* , используя результаты [Осокина, Фридман, 1987], находим угол α^* (угол α_2 для опасного направления), вычитаем из него угол скалывания

α_f и получаем углы $\delta = \alpha^* - \alpha_f$ (между простираением вторичного сдвига и начальной трещиной или осью x) от 16 до 25° (рис. 3).

Для сред с разрушающим напряжением τ_{\max} из (4) находим $\theta^* = 0^\circ$, из (8) следует $\alpha^* = 45^\circ$. В этом случае $\alpha_f = 45^\circ$, так как скол происходит в плоскости действия τ_{\max} . Получаем, что $\delta = \alpha^* - \alpha_f = 0$, т.е. плоскости вторичного сдвига и исходной трещины совпадают (рис. 3). Отметим, что для кулоновской среды на участке сдвига весьма близки два направления (опасное и простираение вторичного сдвига), их углы с осью x (θ^* и $\delta = \alpha^* - \alpha_f$) отличаются не более чем на $3-5^\circ$. Эти направления составляют с простираением основного разрыва небольшие острые углы – в интервале $13-25^\circ$.

Таким образом, на участке УСд, с учетом неоднородности реального геомассива, для кулоновской среды можно прогнозировать вторичные сдвиги под углом к основному

разрыву от 13-16° (при $k_f = 0.36$) до 19-26° (при $k_f = 0.6$), а для среды Треска – Сен-Венана – развитие вторичных сдвигов, продолжающих основной разрыв ($\delta = 0^\circ$).

2. На участке «растяжения» (УРс), где поле – сбросовое, прогнозируются вторичные отрывы и сбросы. Образование отрывов задается условием $\sigma_1^1 \leq \sigma_\delta$, где σ_1^1 определяется выражением (2), а σ_p – прочность среды на отрыв. Образование сбросов задается условием $\tau_C \leq \tau_f$, где τ_C – кулоново напряжение 3D поля, а τ_f – прочность при чистом сдвиге. Для участка УРс значение τ_C , определяемое через величины σ_1^1 и σ_z , пропорционально величине σ_1^1 и может быть записано:

$$\tau_C = 0.5\sigma_1^1(k_f + \sqrt{1+k_f^2}). \quad (4)$$

Из (9) следует, что зависимость величин σ_1^1 и τ_C от угла θ^* одинакова. Приравнявая нулю

производную $\partial\sigma_1^1/\partial\theta$, находим, что опасному направлению для σ_1^1 и для τ_C отвечает $\theta^* = 180^\circ$.

В этом случае угол α^* составляет 90° (см. выше). Исходя из этого получаем (для обеих рассматриваемых сред), что простирание вторичных отрыва и сброса, которое должно совпадать с осью σ_2 3D поля (σ_2^1 2D поля), будет нормальным к разрыву, $\delta = \alpha^* = +90^\circ$ (рис. 3). Угол падения сброса для среды Кулона должен составлять $90^\circ - \alpha_f$, а для среды Треска – Сен-Венана – 45° .

3. На участке сжатия (УСж), действуя так же, как для участка УРс, получаем для обеих сред: $\theta^* = -180^\circ$, $\alpha^* = 0^\circ$. Поэтому простирание надвига (или складки), совпадающее с направлением оси σ_2 3D поля (оси σ_1^1 2D поля), задается углом $\delta = -90^\circ$ к основному разрыву. Угол падения сместителя надвига ожидается: для кулоновской среды равным углу скалывания α_f , а для среды Треска – Сен-Венана равным 45° .

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В лабораторных экспериментах, которые проводились в связи с задачами поиска предвестников разрушения (в работах по физике очага землетрясения) или в связи с задачами тектоники, изучались вторичные нарушения у концов созданной заранее трещины (или разрыва) при одноосном и двухосном сжатии модели или образца [Стоянов, 1977; Шамина, 1981; Petit, Barquins, 1988; Соболев, Пономарев, 2003; и др.], а также С.Д. Виноградов (1989); В.В. Ружич и др. Несмотря на большое разнообразие свойств материалов моделей, обнаружены общие закономерности развития в них вторичных нарушений, возникающих у концов начальной трещины. В хрупких моделях (стекло, оргстекло, алебастр, бетон, песчаник и т.п.) и в пластичных или вязко-пластичных моделях (парафин, влажная глина и др.) возникают вторичные нарушения нескольких типов. Считая модель горизонтальной, а начальный разрыв – сдвигом, эти типы нарушений можно определить как:

1) сдвиги, «косые» к разрыву, в областях растяжения, отвечающих УСд;

2) сдвиги и зоны их подготовки (развития микротрещин), продолжающие разрыв, в областях, отвечающих УСд;

3) отрывы (раздвиги), субнормальные (вначале) к разрыву, в областях растяжения, отвечающих УРс;

4) сбросы, субнормальные (вначале) к разрыву, в областях растяжения, отвечающих УРс;

5) надвиги, субнормальные (вначале) к разрыву, в областях сжатия, отвечающих УСж;

6) складки, субнормальные к разрыву, в областях сжатия, отвечающих УСж.

Здесь использовано понимание областей (секторов) растяжения и сжатия как участков понижения давления σ_m^{01} (тыловых) и его повышения (лобовых) – как в работе [Стоянов, 1977]). Обычно в эксперименте одновременно образуются нарушения одного-двух типов. В хрупких моделях в первую очередь возникают отрывы, в пластичных – сколы [Шамина, 1981], рис. 4, а, б.

Большой набор вторичных нарушений наблюдал С. Стоянов [1977 и др.] на моделях из влажной глины, строение и состав которых существенно варьировались. У концов начального сдвига (угол которого с осью сжатия составлял 35°), и при различных характеристиках моделей, возникали различные типы нарушений, в целом для всей совокупности моделей у концов разрыва были обнаружены все названные выше нарушения – отрывы, сбросы, надвиги, складки, сдвиги, косые к разрыву, и сдвиги, продолжающие разрыв (рис. 4, в).

Практически такие же результаты были получены в геологических исследованиях (рис. 4, г-

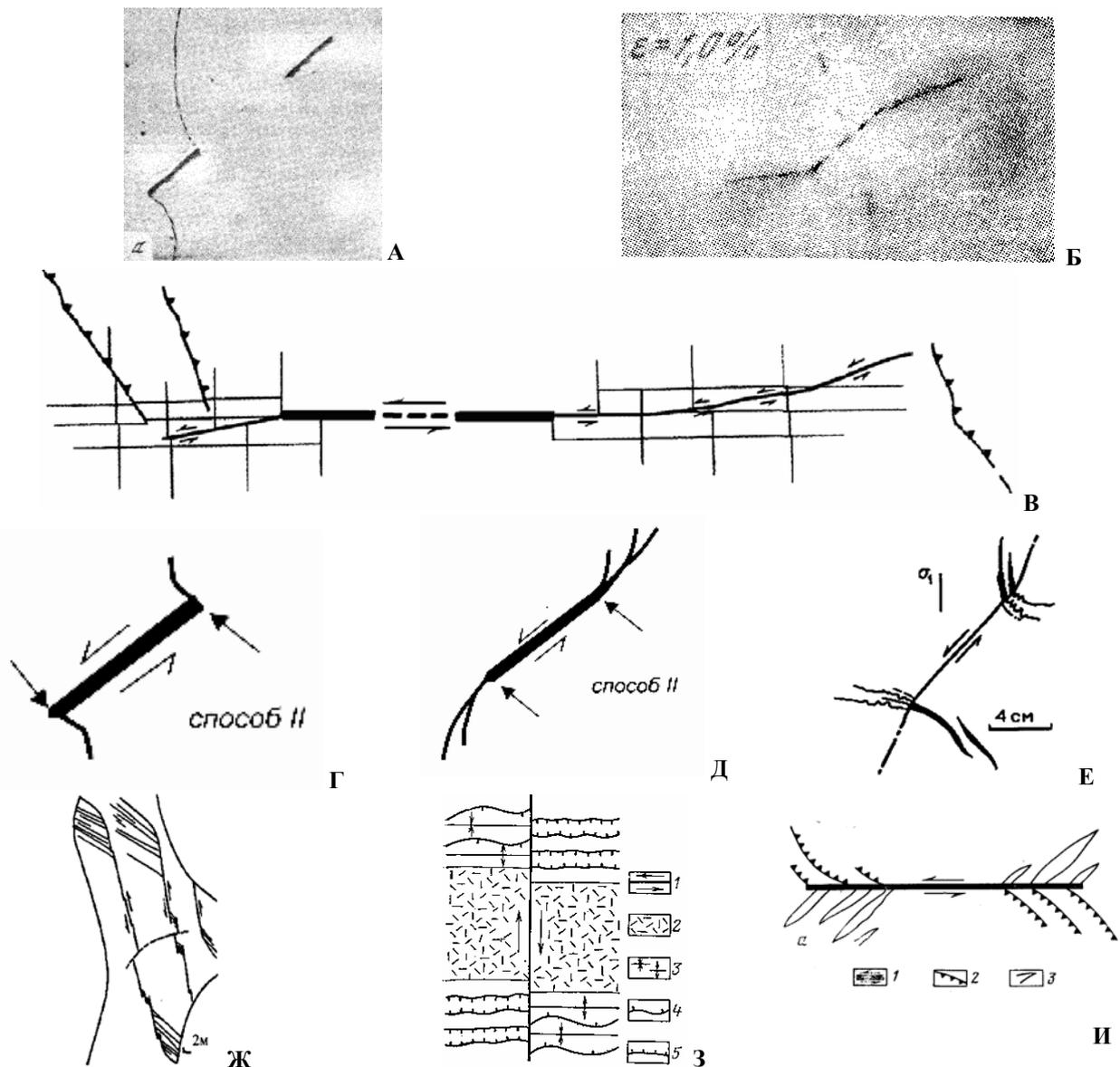


Рис. 4. Разрыв и вторичные (оперяющие) нарушения вблизи его концов по данным моделирования (а-в) и структурной геологии (г-и). а, б – трещина в модели и ее нарушения 2-го порядка: а – вторичные отрывы, модель из алебастра, вертикальное сжатие; б – вторичные сдвиги, модель из парафина, горизонтальное сжатие [Шамина, 1981]; в – трещина в модели из влажной глины и ее вторичные нарушения – сдвиги и надвиги, одноосное сжатие, $\alpha = 35^\circ$, $\alpha_f = 35^\circ$ [Стоянов, 1977]. г, д – трещины 2-го порядка (оперяющие) у конца разрыва (сдвига): г – трещины отрыва, образующие “кулисы” (разрез); д – трещины скола у конца разрыва, образующие “конский хвост” (разрез и план) [McGrath, Davison, 1995]; е – вторичные трещины у окончания небольшого сдвигового разлома в известняке: стилолитовые трещины в областях сжатия и трещины отрыва, заполненные кальцитом, в областях растяжения (зачернены) [Ramsay, Huber, 1987]; ж – небольшая трещинная структура типа конского хвоста в граните [Ramsay, Huber, 1987]; з – деформации, приуроченные к областям затухания сдвига (вблизи окончаний сдвигового разрыва): 1 – основной сдвиг, 2 – зона без деформаций, 3 – складчатые деформации, 4 – надвиги, 5 – нормальные сбросы [Белоусов, 1985]; и – принципиальная схема расположения вторичных структур растяжения и сжатия у концов сдвигового разлома (план); 1 – разлом, 2 – структуры сжатия, 3 – структуры растяжения [Буртман и др., 1963]

и). По данным многих авторов вблизи окончания крупных сдвигов вторичные структуры растяжения (раздвиги, сбросы, сдвиги, флексуры, грабены, впадины и т.п.) располагаются в участках растяжения, тогда как вторичные структуры сжатия (надвиги, взбросы, складки, области динамометаморфизма, содвиги, стилолитовые тре-

щины и т.п.) – в участках сжатия. При этом наблюдалось простираие вторичных структур (кроме сдвигов) от субнормального к главному сдвигу до диагонального к нему, тогда как простираие вторичных сдвигов, как правило, было диагональным к основному разлому- сдвигу, иногда продолжавшим его (рис. 4, г-и).

В.В. Белоусов [1985], рассматривая перераспределение деформаций около крупного сдвигового разлома, отмечал, что вблизи каждого из его концов должны образовываться две зоны вто-

ричных разрывов: зона сбросов в области растяжения и зона надвигов в области сжатия – см. рис. 4, з. Простираание надвигов и сбросов предполагалось нормальным к основному сдвигу.

ПРОГНОЗ ВТОРИЧНОГО РАЗРУШЕНИЯ У ВЕРШИНЫ ТРЕЩИНЫ

Выполненное в настоящей работе сопоставление данных о вторичных нарушениях, наблюдаемых в моделях и в геомассивах, с нарушениями, прогнозируемыми на основе расчета, обнаруживает соответствие между ними, имеющее две главные особенности. Первая особенность – совпадение совокупности вторичных нарушений разных типов в моделях и в геомассивах с совокупностью всех «расчетных» нарушений. Причем для моделей совпадение это – точное. Для геомассивов кроме всех типов нарушений, аналогичных «расчетным», имеет место ряд других структур, отвечающих локальному полю напряжений основного разрыва – таких как стилолитовые трещины или содвиги на участках УСж. Вторая особенность – совпадение основных характеристик отдельных нарушений при сравнении данных для моделей и геомассивов с расчетными данными, но при обязательном условии – чтобы сопоставлялись только нарушения, возникшие (или ожидаемые) на участках, одинаково расположенных относительно конца разрыва. Обе эти особенности отчетливо проявляются и при описании вторичных нарушений в моделях и в геомассивах (см. выше), и на конкретных примерах (см. рис. 3-4).

Причиной наблюдаемого совпадения типов нарушений, прогнозируемых на основе расчета и наблюдаемых в моделях и геомассивах, можно считать *зарождение* последних в локальном поле напряжений микроуровня у конца основного нарушения. Это поле, рассчитанное для упругого слоя с трещиной, как мы видим, достаточно хорошо описывает такое же поле и в модели с деформом – сколом, и в геомассиве с разрывом. Наличие отмеченного выше совпадения приводит к непростому выводу. Оно заставляет принять, что в основных чертах эти поля у конца разрыва в объектах различной природы достаточно близки. Близки – несмотря на несомненно существующие различия: в протяженности объектов, их реологии, физико-химических процессах при развитии деформаций и нарушений. Различий много, но приходится считать, что законы развития вторичных нарушений определяются в пер-

вую очередь не ими, а главными закономерностями: разделением приконцевой области разрыва на участки с разными типами поля напряжений и связью изменений границ этих участков с расстоянием от конца разрыва, масштабным уровнем поля напряжений и типом регионального поля.

Очень важно отметить, что таким образом названные выше количественные закономерности связаны не с неограниченно растущими напряжениями у самого конца трещины или разрыва, а с сугубо конечными величинами. Благодаря этому данные закономерности, полученные для упругой среды, остаются действительными для моделей и для геомассивов, которые ведут себя как упруго-пластичные среды.

Данный подход позволяет объяснить генезис каждого из разных типов модельных и натуральных нарушений 2-го порядка. Из расчетов поля напряжений микроуровня у конца трещины следует, что на участках УРс, УСд, УСж прогнозируются три пары вторичных нарушений: отрывы и сбросы, два типа сдвигов, надвиги (взбросы) и складки. Каждую пару структур связывает общая область зарождения и общее поле напряжений. Рассматривая вторичные нарушения в моделях или в геомассивах с разрывом мы видим, что на участках, отвечающих УРс, возникают *отрывы* или *сбросы* (рис. 4, а, б), [Буртман и др., 1963; Стоянов, 1977, Шамина, 1981; Белоусов, 1985; Николая, 1992]. На участках УСд возникают *сдвиги* (рис. 4, в, г), [Буртман и др., 1963; Шамина, 1981; Стоянов, 1977]. На участках УСж возникают *надвиги* и *складки*, *стилолитовые трещины* (рис. 4, в, г, з, и), [Буртман и др., 1963; Стоянов, 1977; Белоусов, 1985; Николая, 1992].

Таким образом, приходится заключить, что в моделях и в геомассивах зарождение вторичных нарушений у конца разрыва происходит под действием напряжений микроуровня. В процессе развития такого «зародыша» растущее нарушение достаточно долго сохраняет его кинематику и наследует его ориентацию, что в значительной мере влияет на развитие крупного разрыва 2-го порядка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что для анализа напряжений и генезиса вторичных нарушений недостаточно разделять окрестности окончания основного нарушения на два сектора (сектора растяжения и сжатия), определяемые по одной характеристике поля напряжений или деформаций, как это было принято ранее. Предлагается использовать для этих целей разделение окрестностей вершины трещины (разрыва) на участки *пересечения секторов* «растяжения» и сжатия, определенных для каждого из главных напряжений 2D поля (в плоскости, нормальной разрыву). Показано, что могут быть выделены три таких участка разного типа, приконцевые участки: «растяжения – растяжения» – УРс, «растяжения – сжатия» или сдвигания – УСд, «сжатия-сжатия» – УСж.

До последнего времени объяснение генезиса опережающих нарушений 2-го порядка у окончания разлома оставалось неоднозначным. Сопоставление натуральных данных по этим нарушениям с результатами их прогноза путем расчета показывает, что значительная часть этих нарушений формируется в локальном поле разлома у его концов и объясняет их важную особенность – различную ориентацию плоскост-

тей (и часто различную кинематику нарушений) в разных крыльях основного разлома. Показано, что поле напряжений микроуровня у конца основного разрыва определяет зарождение разрывов 2-го порядка, их физическую природу, их кинематику, а также ориентацию микроразрыва - «зародыша».

Все закономерности, полученные при анализе расчетов для упругой среды, должны оставаться действительными для моделей и геомассивов, поскольку они определяются не огромными напряжениями у концов трещины или разлома, а такими конечными величинами, как значения главных напряжений исходного поля и т.п. Результаты могут быть полезны при решении ряда прямых и обратных задач геодинамики, связанных с разломами и изучением их сейсмогенности.

Кроме того, парагенезы вторичных нарушений, развившихся вблизи окончаний разлома, могут быть использованы для оценки вида тензора напряжений регионального поля. Эти данные могут быть важны для «перебора» решений при уточнении представлений об очагах сильных землетрясений, параметрах их моделей и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра. 1985. 207 с.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные смещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды ГИН, вып. 80. М.: Изд. АН СССР. 1963. С. 5–33.
- Костров Б.В., Фридман В.Н. Механика хрупкого разрушения при сжатии // Физика очага землетрясений. М.: Наука. 1975. С. 30–45.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Изд. Мир. 1992.
- Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука. 1989. С. 163–197.
- Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 220–245.
- Осокина Д.Н. Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 129–174.
- Осокина Д.Н. Скальвающие кулоновы напряжения и области различного деструктивного поведения массива в окрестностях разрыва // Очерки геофизических исследований. 2004. М.: ОИФЗ РАН. С. 351–359.
- Осокина Д.Н. Сейсмогенные области вторичного разрушения вблизи активного разлома и в малой зоне у его конца, связь их геометрии с полем напряжений и прочностью массива (на основе расчета кулоновых напряжений) // Геофизика XXI ст.: 2006 г. Сб. тр. Восьмых геофиз. чт. Федынского. М.: Научный мир. 2007. С. 270–278.
- Осокина Д.Н. Поле кулоновых напряжений и области разрушения в окрестности разрыва // Настоящий сборник. М.: ИФЗ РАН. 2008
- 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., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрест-

- ностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 139–162.
- Поль Б.* Макроскопические критерии пластического течения и хрупкого разрушения // Разрушение. Т 2. «Математические основы теории разрушения». Гл. 4. Ред. Либовиц. М.: Изд. Мир. 1975. С. 336–520.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика очага и предвестники землетрясения. М.: Наука. 2003. 470 с.
- Стоянов С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Шамина О.Г.* Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 192 с.
- McGrath A.G., Davison I.* Damage zone geometry around fault tips // J. Of Struct. Geology. 1995. V. 17, N 7. P. 1011–1024.
- Petit J.-P., Barquins M.* Can natural faults propagate under Mode II conditions ? // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1243–1256.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. V. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308–700.

ТИПЫ ЗОН РАЗЛОМОВ И ГЛУБОКИХ НАРУШЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н.И. Павленкова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, ninapav@ifz.ru

Сейсмические исследования континентальной литосферы позволяют выделить по ряду структурных признаков несколько типов глубоких нарушений. Наиболее распространенный тип – это наклонные зоны разломов, чаще всего листрической формы, оконтуривающие крупные тектонические структуры. Верхнемантийные зоны нарушений тоже обычно приурочены к границам крупных тектонических структур. Отмечена закономерность, что наклонные разломы и нарушения выполаживаются к зонам пониженных скоростей (волноводам) или к субгоризонтальным расслоенным границам. При этом выделяется несколько характерных глубин для таких границ: в земной коре это интервал глубин 10-15 км и подошва коры (граница М), в верхах мантии – глубина около 100 км (граница N). Второй тип разломных зон – это вертикальные зоны наруше-

ний, ограничивающие блоки земной коры разного строения и сформированные горизонтальными перемещениями (относительными сдвигами) этих блоков. Вдоль таких разломов часто наблюдаются впадины клинообразной формы с вертикальным сбросом с одной стороны. В особый тип следует выделить субгоризонтальные зоны нарушений. Они образуются при горизонтальных подвижках коровых и литосферных плит по ослабленным зонам. Эти нарушения прослеживаются в виде слоев с пониженными скоростями или в виде сложных сейсмических границ, представленных пачками прослоев повышенной и пониженной скорости. Главными такими зонами являются отмеченные выше региональные сейсмические границы.

Ключевые слова: сейсмические исследования, континентальная литосфера, разломы.

ВВЕДЕНИЕ

Детальные сейсмические исследования континентальной литосферы, проведенные методом отраженных волн (ОГТ) и методом преломленных и закрытых отраженных волн (ГСЗ), позволяют выделить в земной коре и в верхах мантии несколько типов зон разломов и глубинных нарушений. Под разломами в данном случае понимаются области нарушения сплошности жесткой среды с относительными подвижками вдоль этой области. Если такие относительные подвижки отсутствуют или они сопровождаются

пластичным течением, такие зоны будут называться более общим термином – нарушениями. В обоих случаях – это зоны физико-химического изменения состояния вещества, высокой его дисперсности и дилатансионного разрушения, и, следовательно, изменения сейсмических характеристик. В данной работе рассмотрены сейсмические характеристики разломов и зон нарушений, основные типы этих нарушений в континентальной земной коре и верхней мантии и их связь с тектоническими движениями.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

По сейсмическим данным разломные зоны выделяются по ряду структурных признаков. При изучении осадочного чехла и поверхности фундамента главным признаком зоны разлома является разрыв и смещение по глубине сейсмических границ. Нередки такие нарушения и по глубинным границам, в частности по границе М. Но внутри консолидированной коры и в верхней мантии, где редко встречаются протяженные границы, этот признак трудно использовать. Здесь можно использовать другие особенности разломных зон.

Некоторые разломы прослеживаются в земной коре непосредственно как четкие отражающие границы. Примером может служить разлом в Карском море, ограничивающий с севера область Южно-Карской глубокой впадины (ПК 640, рис. 1). Он выделен по серии отражающих площадок, построенных по записям нескольких станций [Сакулина и др., 2009]. Отражения от этих площадок четко выражены на сейсмограммах в виде интенсивных двух – трехфазных колебаний. Это означает, что тело разлома представлено в данном случае относительно узкой

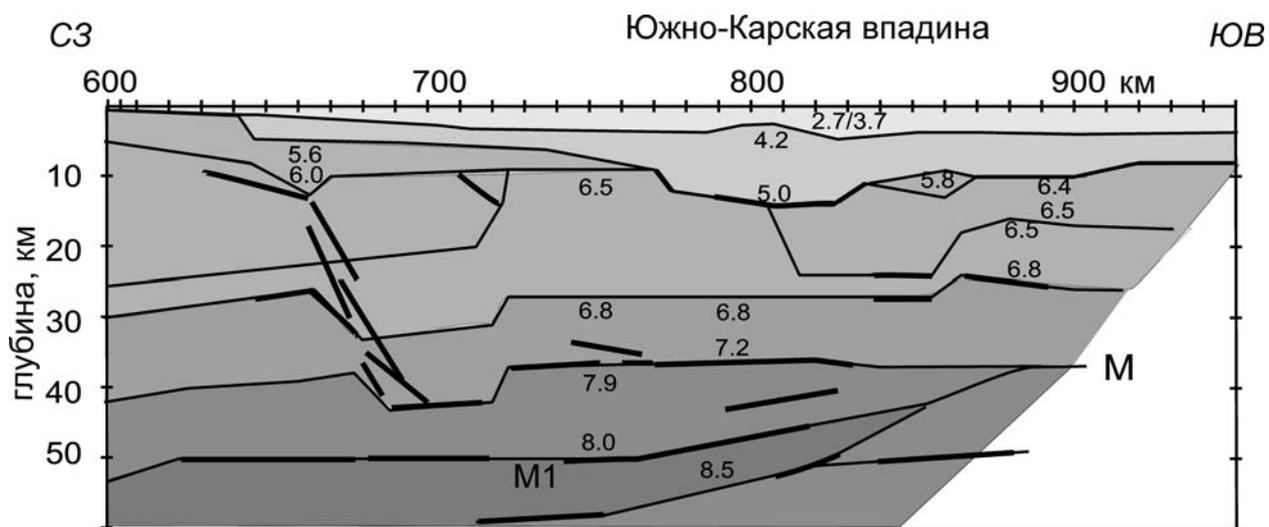


Рис. 1. Скоростной разрез земной коры Южно-Карской впадины по опорному профилю 2-АР [Сакулина и др., 2009]. Тонкими линиями даны границы слоев с разными сейсмическими скоростями (км/с), толстыми линиями отмечены отражающие площадки. М – подошва земной коры, М1 – отражающая граница в верхах мантии. Группа наклонных отражающих площадок на ПК 650 км связывается с глубинным разломом, секущим всю земную кору. Наклонная площадка М1 рассматривается как зона нарушения в верхах мантии

(2-3 км) зоной аномальных скоростей с довольно гладкими границами, оконтуривающими эту зону. Такие разломы формируются, по всей видимости, в результате относительно простых движений блоков коры, сбросов или надвигов, выравнивающих кромки разломной зоны.

Подобные разломы выделяются по протяженным отраженным волнам и на разрезах ОГТ (ПК 5000, рис. 2, а). Но это – редкие случаи. Чаще всего – разломы прослеживаются в земной коре по сложным интерференционным колебаниям, которые формируются не на гладких простых границах, а в неоднородных пачках с чередованием прослоев повышенных и пониженных сейсмических скоростей. Границы таких зон имеют сложную форму, прерывисты и часто размыты. Образование таких нарушений возможно в результате многократных разнонаправленных подвижек отдельных блоков коры или в зонах высоких напряжений. Формирование в таких зонах прослоев с пониженными скоростями может быть связано с разрушением пород в результате подвижек, а прослоев с повышенными скоростям – с метаморфизмом пород в областях высоких напряжений или с проникновением в зону разлома интрузивных образований.

Не менее важным признаком нарушенных зон является изменение общего структурного плана сейсмических разрезов: смены внутренней гето-

рогенности среды, направленности основных отражающих объектов и их интенсивности. Такого рода нарушения выделяются обычно по данным метода отраженных волн (ПК 1980, 5200, 9200 на рис. 2). Но и на разрезах ГСЗ часто выделяются блоки с разными скоростными характеристиками, которые резко и тем самым определяют области глубинных нарушений, разграничивающих эти блоки. Примером может служить блок с сейсмическими скоростями 6.5 км/с в фундаменте Южно-Карской впадины (рис. 1).

Таким образом, разломы в земной коре выделяются по сейсмическим данным на основе различных признаков. Это могут быть четкие отражающие границы или зоны изменения структурных особенностей разреза. В обоих случаях это – широкие области толщиной в 2-3 км и более, в которых резко изменяются физические характеристики вещества. Причиной таких изменений может быть разрушенность пород, их метаморфизм и интрузивные внедрения. Форма разломных зон – самая разнообразная. Но нередко они образуют определенные структуры, которые хорошо коррелируют с тектоникой. Изучение таких структурных форм позволяет судить о направленности и природе тектонических движений в земной коре. Особый интерес представляют формы, типичные для тех или иных движений.

ТИПЫ ЗОН ГЛУБИННЫХ НАРУШЕНИЙ И ИХ ПРИРОДА.

Детальные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ, проведенные на континентах, позволяют выделить несколько типов зон нарушений, характерных для континентальной зем-

ной коры и верхов мантии. Каждый из этих типов характеризует направленность тектонических движений и историю их развития.

Наклонные зоны разломов. Первый наиболее

распространенный тип нарушений – это наклонные зоны разломов, чаще всего листрической формы. Выделяются они обычно как непрерывные или прерывистые отражающие границы. При этом отмечается определенная закономерность в распределении таких разломов по глубине. Чаще всего они наблюдаются в верхней коре, выполаживаясь на глубине 10-20 км (рис. 2). Более крупные зоны нарушений охватывают всю земную кору и выполаживаются к границе М (рис. 1). Очень редко они проникают под эту границу.

Наклонные разломы часто встречаются и в верхах мантии. На рис. 1 мантийные нарушения в верхах мантии наблюдаются в центре Южно-Карской впадины (граница М1 и другие). Наклонные отражающие площадки, выявленные в верхах мантии, отделяют Восточно-Европейскую платформу от Тимано-Печорской плиты, от Урала и от Карпат [Строение..., 2006]. Часто они прослеживаются как на активных, так и на пассивных окраинах континентов.

Обычно мантийные нарушения отделены от коровых нарушений границей М, то есть сквозные нарушения, пересекающие всю земную кору и верхнюю мантию, не наблюдаются во внутренних частях континентов. Очень часто, как и в данном примере Южно-Карской впадины, они имеют другую направленность по сравнению с коровыми нарушениями. Глубинность мантийных нарушений чаще всего незначительная: до 70-80 км.

Листрическая форма разломных зон и их закономерное распределение по глубине объясняется реологической расслоенностью литосферы. С точки зрения механики природа наклонных разломов освещена в работах [Николаевский, Шаров, 1985; Каракин и др., 2003]. Показано, что такого рода нарушения возникают как при сжатии, так и при растяжении. На основании лабораторных экспериментов установлено, что в континентальной земной коре на глубине 10-15 км должна существовать область повышенной трещиноватости и разрушения пород. Это положение было подтверждено геофизическими данными на Балтийском щите и глубоким бурением. Кольская глубокая скважина вскрыла на глубине 10 км породы повышенной пористости и флюидонасыщенности.

Это хорошо согласуется с отмеченными выше особенностями разломных зон, выявленных в литосфере по сейсмическим данным. Отмечена закономерность, что наклонные разломы и нарушения выполаживаются к зонам пониженных скоростей (волноводам) или к субгоризонтальным расслоенным границам (рис. 2). Смена структурного плана происходит обычно на глу-

бине 10-15 км, что хорошо согласуется с ослабленной зоной, предсказанной механиками. И действительно, на этих глубинах часто выделяются слои с пониженной сейсмической скоростью и повышенной электропроводностью, что объясняется высокой пористостью и флюидонасыщенностью вещества этих слоев [Ваньян, Павленкова, 2002; Павленкова, 2006]. Такие слои являются реологически ослабленными.

Существование еще одного ослабленного слоя можно предполагать в зоне перехода от коры к мантии на уровне границы М. Сейсмические исследования показывают, что граница М не является простой границей первого рода, она представлена расслоенной пачкой с чередованием слоев пониженной и повышенной скорости. На этой границе осуществляется изостатическая уравнированность коры, и форма этой границы меняется со временем: она выравнивается в платформенный период развития. Это означает, что вещество в низкоскоростных прослоях этой границы ослаблено и может течь для достижения равновесия всей коры в целом. По такой ослабленной зоне возможны относительные подвижки земной коры относительно верхней мантии. Это подтверждается сменой направленности разломных зон, секущих земную кору и верхи мантии (рис. 1).

Такого же рода ослабленная зона с теми же сейсмическими характеристиками выделена и в верхней мантии на глубине около 100 км [Павленкова, 1995; Thybo, Perchuc, 1997]. Как и коровые ослабленные слои она контролирует разломную тектонику: ниже этой границы четко выраженные наклонные разломы не выделяются.

Синформные структуры. Еще одной важной закономерностью описанных листрических разломов являются образованные ими синформные структуры (ПК 2200-5000 и ПК 9400-12000 на рис. 2, а и ПК 13600-18800 на рис. 2, б). Их важность определяется тем, что такие структуры типичны для многих тектонических формирований. Синформные разломы обычно оконтуривают с двух сторон крупные тектонические структуры разной природы, то есть они характеризуют основные виды тектонических движений. Выделяется два типа таких структур: верхнекоровые, которые охватывают глубины 15-20 км, и коровые синформы, ограниченные разломами, секущими всю земную кору до границы М. Примеры верхнекоровых синформ приведены на рис. 2, коровой синформы на рис. 3.

Верхнекоровые зоны разломов ограничивают обычно древние орогенные пояса. Они выявлены на Балтийском щите, на Сибирской платформе и в других регионах [Строение..., 2006]. Зоны разломов, секущие всю земную кору, оконтуривают

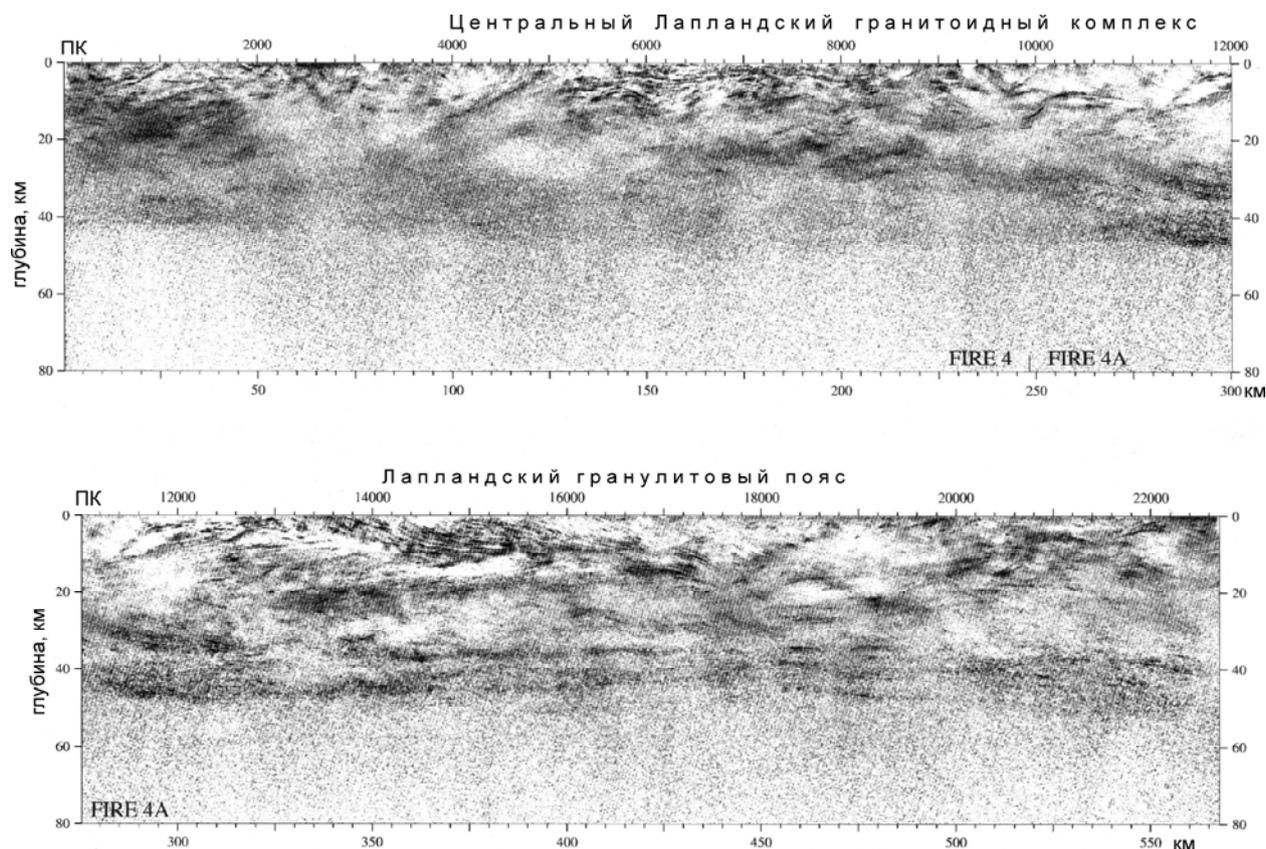


Рис. 2. Сейсмический разрез ОГТ по профилям FIRE 4 и FIRE 4А, отработанным в районе Лапландского гранитоидного комплекса и Лапландского гранулитового пояса на Балтийском щите [Kukkonen and Lahtinen, 2006]. В верхях коры выявлено несколько синформных структур, ограниченных в двух сторон наклонными разломами, которые выполаживаются на глубине 10-15 км. Для средней и нижней коры (глубина 20-40 км) характерна горизонтальная расслоенность, которую можно связывать с формированием реологически ослабленных слоев и субгоризонтальных зон нарушений (сдвиговых зон)

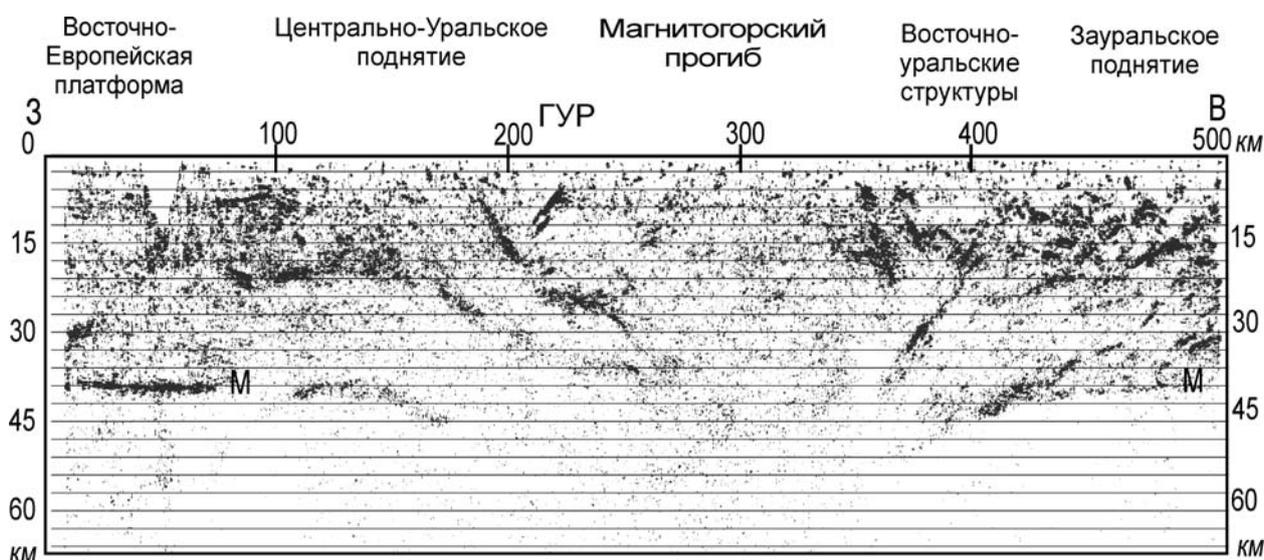


Рис. 3. Сейсмический разрез ОГТ по международному геотраверсу URSEIS, секущему Южный Урал [Сулейманов, 2006]. ГУР – Главный уральский разлом. Уралиды ограничены наклонными разломами, на границе с русской плитой намечается вертикальный разлом

более крупные тектонические структуры, такие как Уральский ороген (рис. 3). На Урале по геологическим данным наиболее четко выделяется Главный Уральский разлом (ГУР), простирающийся в центре уралид почти на всем протяжении этой орогенной области. Но сейсмические данные [Сулейманов, 2006] показали, что этот разлом не является глубинным. Наиболее четко выраженные разломы, секущие всю земную кору, выделены на ПК 100-200, 180-230 и 370-400 км. Они образуют синформную структуру, оконтуривая с двух сторон широкую зону уралид. Эти разломы не проникают в мантию, но граница М при этом резко меняет свои отражающие свойства: в центре синформы она размыта.

Точно такое строение характерно и для Днепровско-Донецкого палеорифта впадины [Строев... , 2006]. С двух сторон район впадины ограничен серией разломов, секущих всю земную кору и образующих крупную синформу. Граница М в центре этой синформы не прослеживается по вертикальным отражениям (по данным ОГТ), а по закрытым волнам представлена многослойной сложно построенной пачкой.

Сходство глубинного строения принципиально разных по истории развития геоструктур, орогенов и палеорифтов, свидетельствует о том, что многие тектонические процессы контролируются сходными режимами деформации земной коры. Изучение именно таких режимов наиболее важно с точки зрения проблем глобальной геодинамики.

Вертикальные зоны нарушений. Кроме наклонных и листрических разломов в континентальной земной коре встречаются и вертикальные зоны нарушений. Они выделяются на сейсмических разрезах по резкой смене структурных особенностей земной коры. По данным ГСЗ такие разломы прослеживаются по смене глубин до границы М и другим границам в коре, по резкому изменению мощности отдельных слоев, по концентрации наклонных площадок и точек дифракции. По данным ОГТ такие вертикальные разломы проявляются в смене характера неоднородности коры, динамических особенностей разреза, преобладающей ориентировке отдельных неоднородностей, их размеров и выразительности.

Чаще всего такие нарушения наблюдаются по поверхности фундамента глубоких впадин (например, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Баренцево-Карских). В основании впадин они образуют узкие, но достаточно глубокие грабены, формирование которых можно связывать с процессом растяжения коры. Склоны глубоких впадин при мало детальных наблюдениях часто

представляются в виде наклонных зон разломов чашеобразной формы, и это послужило основой считать основным механизмом их образования растяжение земной коры. Но более детальные исследования, например, использование методов миграции преломленных волн, показывают, что глубокие впадины ограничены сериями вертикальных сбросов амплитудой в 3-5 км и они соответствуют быстрым погружениям отдельных блоков фундамента.

Наиболее крупные вертикальные зоны нарушений выделяются на границах платформенных плит. Например, на границе Восточно-Европейского кратона и молодых Западно-Европейских плит, вдоль так называемой линии Тейссейера-Торнквиста (ТТЗ). На рис. 4 представлен сейсмический разрез земной коры, секущий эту линию [Grad et al., 2003]. Не смотря на несколько необычную форму представления скоростного разреза, на нем четко видна смена структурного плана земной коры в районе ТТЗ. Граница между платформами разного возраста представлена вертикальной зоной, вдоль которой не только меняется скоростной разрез, но и наблюдаются нарушения по поверхности фундамента и границе М. Такая же структура земной коры с вертикальным разломом, секущим всю кору, наблюдается и по другим сейсмическим профилям, отработанным вдоль линии ТТЗ: по профилю ОГТ BABEL-A [BABEL working group, 1993], по профилю ГСЗ через Карпаты [Строев... , 2006]. Крупные вертикальные разломы разграничивают также Сибирский кратон и Западно-Сибирскую плиту, Тимано-Печорскую плиту и Урал. Вертикальный разлом намечается и между Уралом и Восточно-Европейской платформой (ПК 150 км на рис. 3). Он проявляется в смене горизонтальной расслоенности коры в пределах платформы на сложную структуру уралид и в резком изменении глубины до границы М.

Характерной особенностью вертикальных разломов является формирование со стороны молодых плит клинообразных прогибов фундамента. К такому типу впадин клинообразной формы с вертикальным сбросом с одной стороны относятся впадины в центральных частях Тимано-Печорской плиты и по окраинам Охотского моря. Эти впадины приурочены обычно к краям крупных линейментов и есть основание предполагать, что они образуются именно вдоль вертикальных зон нарушений. В целом, образование вертикальных зон нарушений, протяженных и глубоких, охватывающих всю земную кору, можно связывать с относительными смещениями платформенных плит вдоль этих нарушений. На поверхности фундамента подобные сдвиги

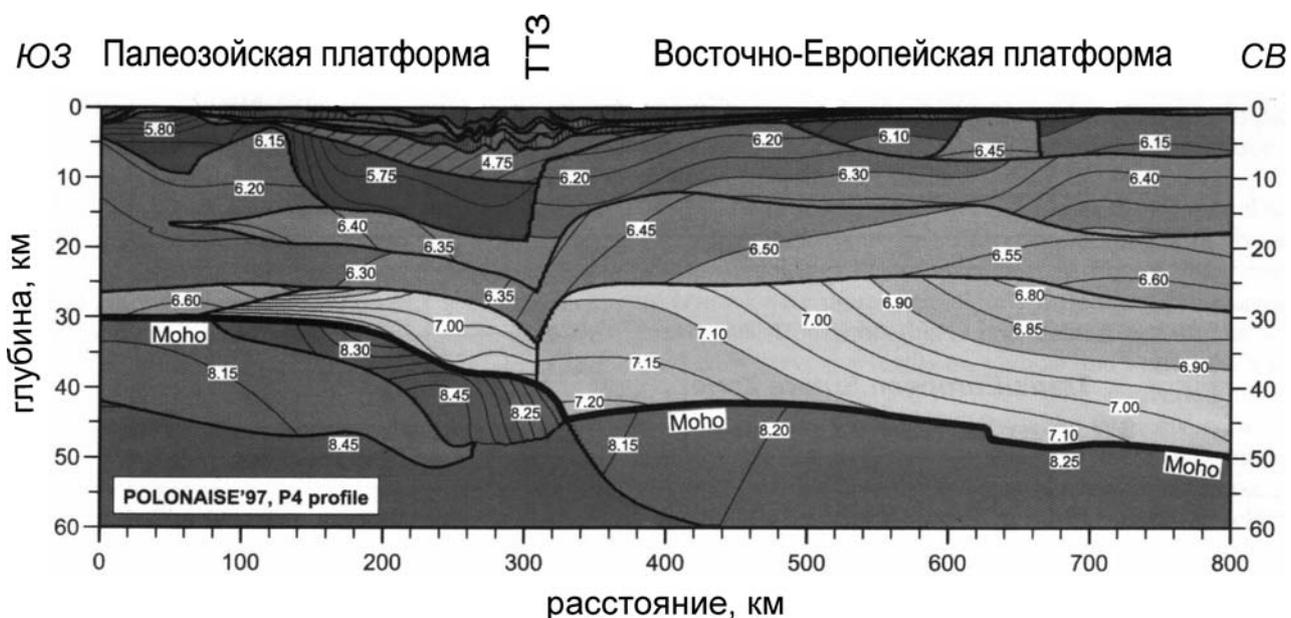


Рис. 4. Скоростной разрез земной коры по профилю 4 PALONAISE'97, секущему зону перехода от древней Восточно-Европейской платформы к молодой Западно-Европейской плите [Grad et al., 2003; Строение..., 2006]. Линии Тейссейера-Торнквиста (ТТЗ), разграничивающей эти платформы, соответствует вертикальная зона нарушений, секущая всю земную кору до границы М (Мохо)

образуют цепочки клинообразных впадин, но главными деформациями в данном случае являются сдвиговые деформации.

Вертикальные зоны нарушений выделяются и в верхней мантии. Они тоже обычно приурочены к границам крупных тектонических структур. Например, на границе Карельского протократона и Свекофенского орогена Балтийского щита вдоль вертикальной зоны, простирающейся до глубины в 150 км, выявлена серия наклонных площадок или точек дифракции [Строение..., 2006]. Но более распространенными являются зоны нарушений, ограничивающие блоки верхней мантии с разными сейсмическими скоростями. Такие границы блоков прослеживаются до глубины 70-100 км. Глубже скоростные неоднородности сглаживаются.

Горизонтальные зоны нарушений следует выделить в особый тип. Они образуются при горизонтальных подвижках коровых и литосферных плит по субгоризонтальным ослабленным зонам. На разрезах ГСЗ эти нарушения прослеживаются в виде слоев с пониженными скоростями или в виде сложных сейсмических границ, представленных пачками прослоев с повышенной и пониженной скоростью. По данным ОГТ подобные зоны нарушений выделяются по субгоризонтальным зонам разной степени прозрачности (рис. 2). Отделить их от обычных сейсмических границ, созданных в результате фазовых переходов или других физико-химических преобразований вещества, можно только по косвенным

признакам. Главным из них является выполаживание к таким слоям или сейсмическим границам разломов и нарушений листрической формы. В этом случае горизонтальные подвижки по таким слоям естественны.

Предположение, что субгоризонтальные подвижки отдельных слоев литосферы действительно существовали, следует из многочисленных геологических данных, объединенных в понятие тектонической расслоенности земной коры. Главными такими горизонтальными зонами нарушений являются, как отмечалось выше, коровые волноводы на глубине около 10-15 км, граница М и волновод, подстилаемый границей N, на глубине порядка 100 км. Кроме горизонтальных подвижек коровых и литосферных плит вдоль этих зон можно предположить пластическое течение материала, которое приводит к формированию анизотропных прослоев, типичных для таких границ. Эти зоны часто отмечаются повышенной электропроводностью, то есть они могут формироваться в результате физико-химических преобразований вещества под воздействием потоков флюидов и глубинного вещества.

Концентрация глубинных флюидов на некоторых критических глубинах (РТ уровнях) вызывает различные процессы метаморфизма и метасоматоза, вплоть до частичного плавления. Такую же природу могут иметь и отмеченные выше вертикальные зоны повышенной сейсмической гетерогенности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В литосфере континентов выделяется несколько характерных зон нарушений, контролирующих различные по истории развития тектонические структуры (рис. 5). Наблюдаются наклонные и листрические разломы, которые часто формируют синформные структуры, ограничивающие тектонические формирования разного ранга, вертикальные зоны нарушений на границах литосферных плит разного возраста и субгоризонтальные нарушения, ответственные за тектоническую расслоенность литосферы. Наблюдается также определенная закономерность в распределении зон нарушений по глубине.

Большая часть коровых разломов выполаживается на глубине 10-20 км, более глубокие зоны нарушений ограничены обычно границей М (глубина 30-50 км), разломы в верхах мантии простираются не глубже 70-100 км. На этих глубинах по сейсмическим данным выделяются ослабленные зоны, по которым возможны горизонтальные подвижки блоков или течение материала. Это означает, что континентальная литосфера реологически расслоена и формирование разломных зон контролируется этой расслоенностью.

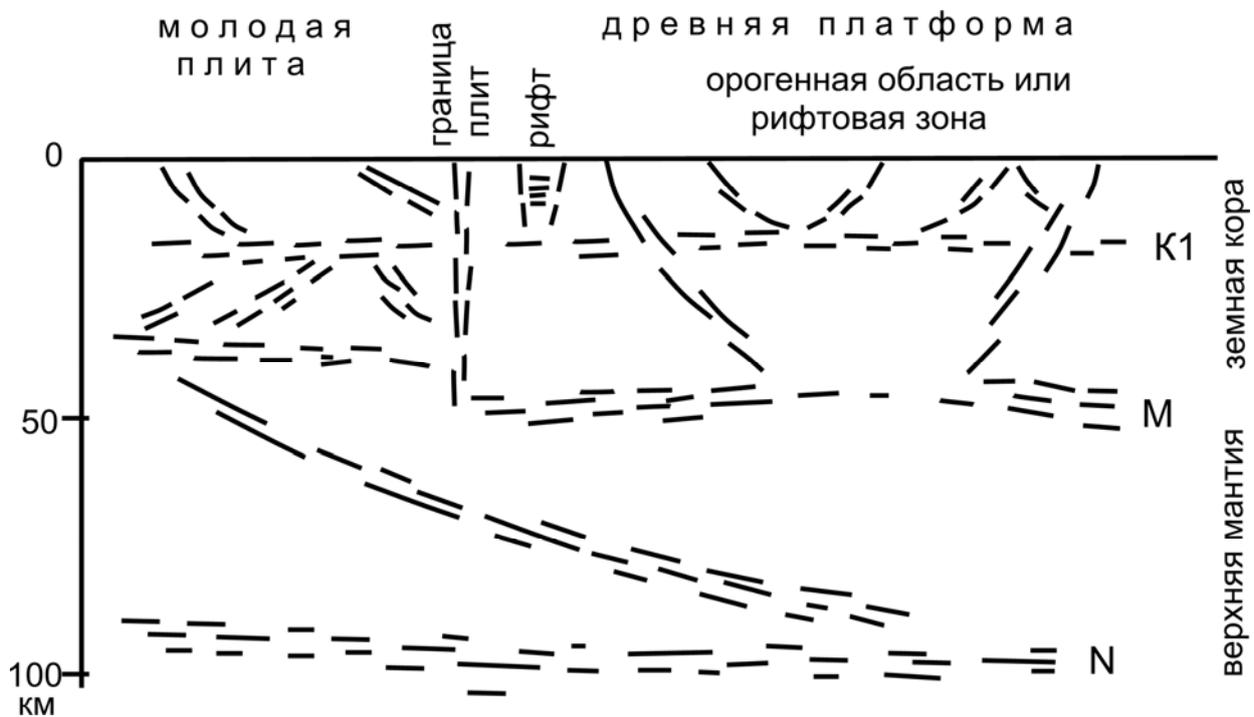


Рис. 5. Схема реологической расслоенности и основных типов разломных зон континентальной литосферы

ЛИТЕРАТУРА

- Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части коры Балтийского щита // *Физика Земли*. 2002. № 1. С. 1-9.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М: ВНИИгеосистем, «Дубна». 2003. 221 с.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И. Пазломы и реологическая расслоенность земной коры // *Физика Земли*. 1985. № 1. С. 16-28.
- Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // *Физика Земли*. 1995. № 12. С. 1-12.
- Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // *Флюиды и геодинамика* (Ред. Ю.Г. Леонов и др.). М.: Наука. 2006. С. 201-219.
- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // *Физика Земли*. 2009. № 2.
- Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. 735 с.
- Сулейманов А.К. Работы ОГТ по профилю

- URSEIS. В кн. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 363-373.
- Grad V., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H. et al.* Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J.Geophys.Res.* 2003. V. 108, NB11. P. 12.1-12.24.
- BABEL Working Group, 1993. Deep Seismic Reflection/Refraction Interpretation of Crystal Structure along BABEL Profiles A and B in the Southern Baltic Sea, Gophers. *J. Int.* 112. 1993. P. 325-343.
- Kukkonen I.T., Lahtinen R.* (Eds.). Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland. Espoo. 2006. 246 pp.
- Thybo H., Perchuc E.* The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle. *Science* 275. 1997. P. 626-1629.

РАЗЛОМ – ОСОБОЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ТЕЛО В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, reb@ifz.ru

С механической точки зрения *тектонические разломы* земной коры представляют собой участки пониженной прочности геосреды, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов, определяющее уровень девиаторных напряжений, действующих в окружающих массивах горных пород. Крупные разломы, протяженностью в первые километры и более, формирование которых связано с тектоническими смещениями больших объемов горных пород, являются локализованными *механическими сдвигами* или *сбросами*, *сдвигами по простиранию*, *взбросами*, *надвигами* с геологических позиций. Мы не будем здесь рассматривать разрывы в виде *отрывов* – разрывы сплошности геосреды, где испытывают скачек обе компоненты смещений, направленные ортогонально и параллельно его бортам. Возникновение таких разрывов может быть связано с оползневыми явлениями, динамическим воздействием ударной волны от землетрясения и др.

С механической позиции понятие *сдвиговый разлом* определяет наличие в данном участке земной коры поверхности сместителя – крупного *разрыва сплошности геосреды*, по которому сопряженные вдоль него блоки горного массива испытывают относительные тангенциальные смещения, но нет компоненты смещений, перпендикулярно его бортам. Если блоки, на которые разломы разделяют земную кору, являются объектами, где аккумулируется энергия упругих деформаций, то разломы обычно рассматривают как участки стока этой энергии в виде тепла на поверхности хрупкого разрыва, работы, пошедшей на создание пластических деформаций (в конечном счете также перешедшей в тепло), кинетической энергии сейсмических волн.

Структурно-механический аспект. Полевые геологические исследования и тектонофизические эксперименты на моделях показывают, что применительно к крупным разрывам сплошности геосреды, протяженность которых составляет сотни метров и более разлом земной коры редко когда является единичной поверхностью сместителя. Как правило, это несколько поверхностей – *ветвей разрывов*, идущих иногда квазипараллельно, иногда пересекаясь и взаимно поглощаясь и расположенных в относительно узком участке земной коры (рис. 1). Поэтому говорят о *зоне разлома* зоне наибольшей деструкции горных пород, объединяя в единую структуру ветвящиеся поверхности разрывов. Эксперименты по моделированию эволюции формирования регионального разлома [Борняков, 1980; Борняков, Шерман, 2003] показывают, что возникновение в модели *магистральной трещины*, как единого сместителя или совокупности крупных сместителей, перерезающих всю мощность модели в одном из горизонтальных направлений, предвращается появлением множества мелких трещин, а также протяженных трещин теряющих в процессе развития больших пластических деформаций свою активность (R' -сколы при моделировании структур горизонтального сдвига). На поверхности модели мы можем видеть не только механические макросдвиги (взбросы, сдвиги, сбросы – геол.), но и макроотрывы (в природе они часто могут трансформироваться в сбросы), которые в своей совокупности формируют протяженную узко локализованную *область деструкции* модели (геосреды). Эта область имеет свои законы эволюции [Семинский, 2003] (рис. 2). Трещины этой области, формирующиеся до начала возникновения фрагментов магист-

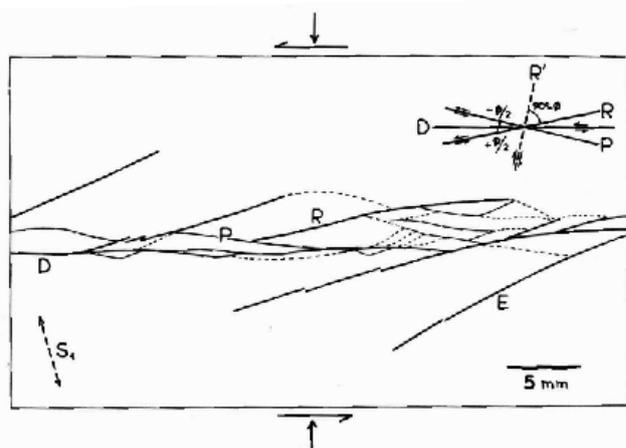


Рис. 1. Схема разрушения поверхности модели горизонтального сдвига на влажной глине с системами R и R'-сколов по результатам экспериментов Ж. Чаленко [Tchalenko, 1968]

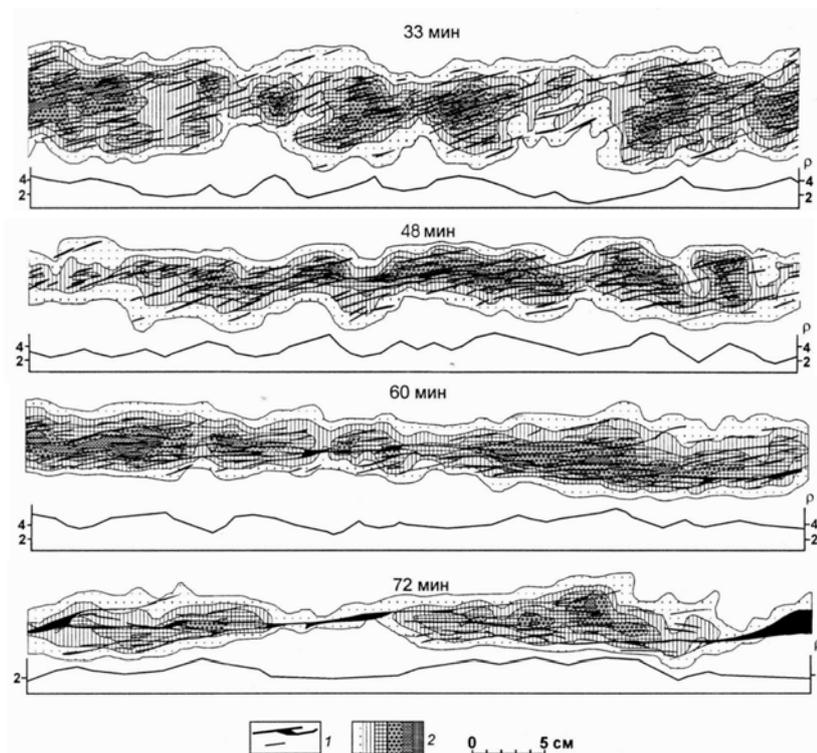


Рис. 2. Схемы зоны деструкции. Обработка результатов эксперимента горизонтального сдвига для серии стадий формирования зоны скалывания. Показаны видимые на поверхности модели крупные трещины (1) и в виде областей разной штриховки густота трещин (2). Рисунок из работы [Семинский, 2003]

ральной трещины, в приложении к природным объектам называют *опережающими разрывами* [Чернышев, 1983], т.к. они предваряют формирование крупного разрыва сплошности в природе.

Возникновение в области деструкции модели более крупных трещин – фрагментов магистральной трещины, которые на более поздней стадии и сформируют единый сместитель или совокупность крупных сместителей, усложняет ее морфологию. Это связано как с большими деформациями, изменяющими геометрическую форму протяженных трещин и приводящими к смятию в складки систем кулисных трещин, так и из-за возникновения в концевых зонах более крупных трещин и фрагментов магистральных трещин та, где происходит резкое изменение интенсивности и характера поля напряжений [Осокина, 2008], мелких *опережающих трещин*] (рис. 3). Таким образом, даже рассмотрение механического аспекта образования разлома показывает,

что участок коры вблизи сдвигового (мех.) разрыва содержит большое число мелких разрывов различного кинематического типа, образовавшихся в различном поле напряжений.

Формирование в земной коре разлома возмущает существующее в ней напряженное состояние [Осокина, 2000]. С механических позиций смещение вдоль хрупкой трещины, разрыву приводит сбросу части энергии упругих *деформаций изменения формы* (эти деформации отвечают за девиаторные напряжения), накопленных в геосреде. Поэтому если говорить об уровне *девиаторных напряжений* в масштабе осреднения, превышающем размер возникающего разрыва, то оно будет ниже уровня девиаторных напряжений *фоновое напряженное состояние*, существовавшего до появления разрыва сплошности.

На локальном уровне, при масштабах осреднения меньшем размеров возникающего разрыва, поле напряжений становится существенно менее

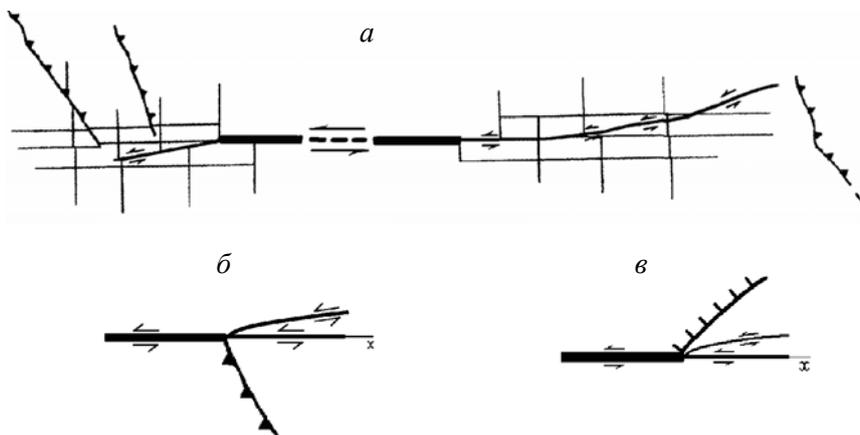


Рис. 3. Прогноз нарушений 2-го порядка около сдвигового разрыва 1-го порядка по данным физического моделирования (а) из работы [Стоянов, 1977] и из теоретического расчета локального поля напряжений (б, в) из работы [Осокина, 2008]

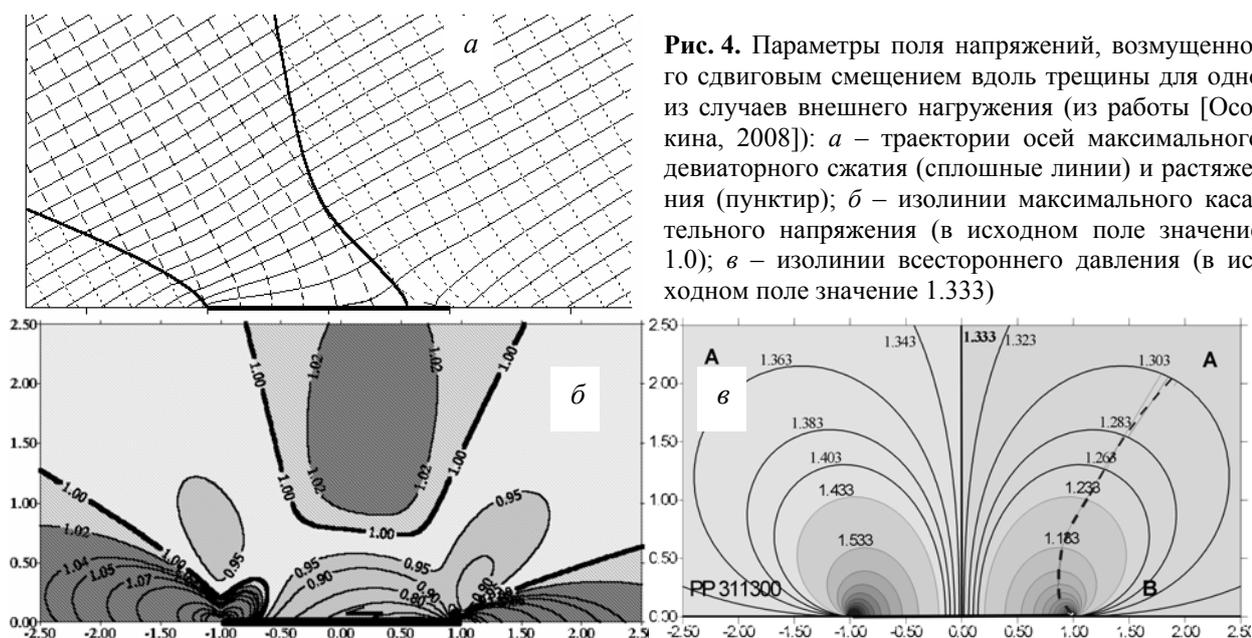


Рис. 4. Параметры поля напряжений, возмущенного сдвиговым смещением вдоль трещины для одно из случаев внешнего нагружения (из работы [Осокина, 2008]): *a* – траектории осей максимального девиаторного сжатия (сплошные линии) и растяжения (пунктир); *б* – изолинии максимального касательного напряжения (в исходном поле значение 1.0); *в* – изолинии всестороннего давления (в исходном поле значение 1.333)

однородным чем фоновое, говорят о *возмущенном трещиной (разрывом) напряженном состоянии*, (рис. 4). В срединной части разрыва в обоих его бортах (крыльях) происходит уменьшение уровня девиаторных напряжений, а вблизи его концов, наоборот, девиаторные напряжения резко возрастают. Имеет место перераспределение также всестороннего давления.

Таким образом, если фоновое напряженное состояние можно считать ответственным морфологию разрывообразования в области деструкции коры на начальной стадии, то возмущенное напряженное состояние в окрестности крупных разрывов формирующегося единого сместителя определяет усложненную картину этой области в завершающей стадии формирования разлома. В процессе исследования на моделях закономерности разломообразования земной коры было введено понятие *области динамического влияния разлома* [Лобацкая, 1982; Шерман и др. 1983], в которую входят участки коры структурно отражающие возмущенный разломом режим напряженного состояния. Соответственно эта область включает в себя зону деструкции самого разлома (зону разлома) или совокупность таких зон близкорасположенных разломов, объединенных в тектоническую зону.

Долгое время считалось, что такого механического и тектонофизического описания разломообразования в коре будет достаточно для решения задач прогнозного характера (предупреждение сейсмической опасности, горно-тектонические удары), для изучения закономерности эволюции распределения напряжений в земной коре. Однако современное развитие тектонофизических методов изучения природного напряженного состояния, а также данные в смежных научных направлениях показывают,

что это не так. В настоящее время установлено, что для земной коры участков сопряжения океанических и континентальных или субконтинентальных плит (субдукционные области) девиаторные напряжения в масштабе осреднения 10-30 км не превосходят 250-350 бар при наиболее представительном (часто встречаемом) уровне этих напряжений 100 бар [Hardebeck, Hauksson, 2001; Ребецкий, 2007], а для горно-складчатых орогенов внутриплитных областей не превосходят 1000-1200 бар при наиболее представительном уровне напряжений 300-400 бар [Ребецкий и др. 2008]. Столь низкий уровень действующих в коре напряжений предопределяет невозможность формирования разрывов соответствующего линейного масштаба в ранее ненарушенных участках кристаллической коры. Конечно же неоднородности меньших линейных размеров способны локализовать деформации и привести к повышению уровня напряжений до *предела локальной прочности* горных пород, соответствующей прочности образцов в первые десятки сантиметров (1500-2500 бар в условиях природного уровня всестороннего давления для глубин 7-10 км). Однако для локализации деформаций в масштабах сотен метров и первых километров действующего уровня фоновых девиаторных напряжений в первые сотни бар явно недостаточно. Учет стандартной величины флюидного давления, действующего в микротрещинах и порах, закон распределения которого по глубине принято считать гидростатическим (вес столба жидкости), способен снизить теоретическую локальную прочность горных пород до 1000-2000 бар, но этот уровень все равно остается в несколько раз выше реально действующих в земной коре напряжений.

Снижение прочности горных пород, хрупкое

разрушение которых обеспечивается прежде всего преодолением напряжений сухого трения, до указанных выше значений в сотни бар требует появления в локальных участках земной коры аномально высокого порового давления флюида вплоть до близких к литостатическому. Это возможно, в частности, при существенной неоднородности трещинной пористости по глубине в сочетании с постоянно действующими гравитационными массовыми силами, например, когда выше лежащая пачка пород имеет меньшую пористость и проницаемость, чем ниже лежащая. В этом случае возникает эффект локально закрытой пористости, что в поле внешнего всестороннего давления и приводит к повышению флюидного давления до величин больших, чем это определено гидростатическим законом его распределения по глубине. Создание такой повышенной трещиноватости с увеличением порового пространства возможно при локализации сдвиговой деформаций и возникающей в следствие этого процесса *дилатансии*. На начальном этапе сразу после дилатансионного разрыхления пород происходит резкое снижение флюидного давления и эффективное упрочнение разлома. Затем после некоторого этапа перераспределения флюида (выравнивание его давления) и увеличения его объема в области повышенной трещинной пористости (дилатансии) происходит уплотнение пород, что и приводит к появлению здесь повышенного флюидного давления. Дилатансия вместе с рядом явлений, о которых будет сказано ниже, определяет формирование неоднородной структуры в зоне разлома.

Рассматривая повышенное близкостатическое давление флюида, возникающее в результате неоднородности трещинной пористости и проницаемости пород зоны разлома, как фактор, определяющий возможность возникновения разлома в участке ранее не разрушенной коры, нам следует ответить на вопрос, а каким образом может возникнуть подобная структурная неоднородность при изначально низком уровне девиаторных напряжений и следовательно при отсутствии посылки для локализации деформаций?

Структурно-вещественный аспект. Становится очевидным, что механические напряжения сами не в состоянии создать условия для локализации деформаций и последующего разрушения в том виде, как это мы моделируем в физических экспериментах. Получается, что для локализации деформаций необходимо первоначально каким либо образом снизить прочность пород коры. В этой связи встают вопросы с одной стороны о процессах и явлениях, ответственных за формирование разломов в реликтовых – первично не-

нарушенных на мегаскопическом масштабном уровне участках коры, а с другой о явлениях, определяющих прочностные параметры уже существующих разломов. Ответы на эти вопросы можно найти если изучать не только морфологию разрывной структуры зоны разлома, но вещественное преобразование, которые возникают в породах разломной зоны. Для них установлено [Чиков, 1992] несоответствие: минеральных масс классификациям осадочных, вулканических, интрузивных или РТ-метаморфических пород; распределения типовых породных масс *тектонитов* стратиграфической упорядоченности «разреза» в регионе; возрастных характеристик формирования тектонитов возрасту региональной стратиграфической шкалы; характера обособления породных тел и типа упорядоченности структуры упорядоченностям *обрамления разлома*. Область подобных вещественных изменений, резко отличающаяся от обрамления разломов, имеет разную мощность для отдельных ветвей разрывов разломной зоны от первых метров до десятков метров. Существующий термин тектониты, связанный с особым состоянием геосреды в зоне реализации механического сдвига, определяет наличие породы деформации, как сопровождающиеся, так и несопровождающиеся перекристаллизацией (милониты, сланцеватые породы).

Таким образом, внутри того участка коры, который мы называем зона разлома или область динамического влияния разлома, существуют: области *реликтового состояния* вещества, где влияние близкого разлома приводит к только изменению напряженного состояния, что отражается в морфологии ранее существовавших и вновь активизирующихся трещин; области относительно повышенной деструкции первичного вещества; участок коры интенсивной деструкции и преобразованного вещественного состава, тяготеющий к осевой зоне разлома. В реальных разломах эти области могут перемежаться между собой формируя специфическое состояние участка коры (рис. 5) и позволяющей осуществлять диссипацию механической энергии сопредельных с ним блоков. Этот участок коры следует именовать *телом разлома*.

Одним из характерных элементов строения разломов является уменьшение размера зерен пород по мере приближения к ядру – центральной части разлома [Паталаха и др., 1987; Чиков и др., 1989]. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов (рис. 6, а), которые являются не результатом механического перетирания а следствием их *рекристаллизации*, происходящей в зонах сдвига в ус-

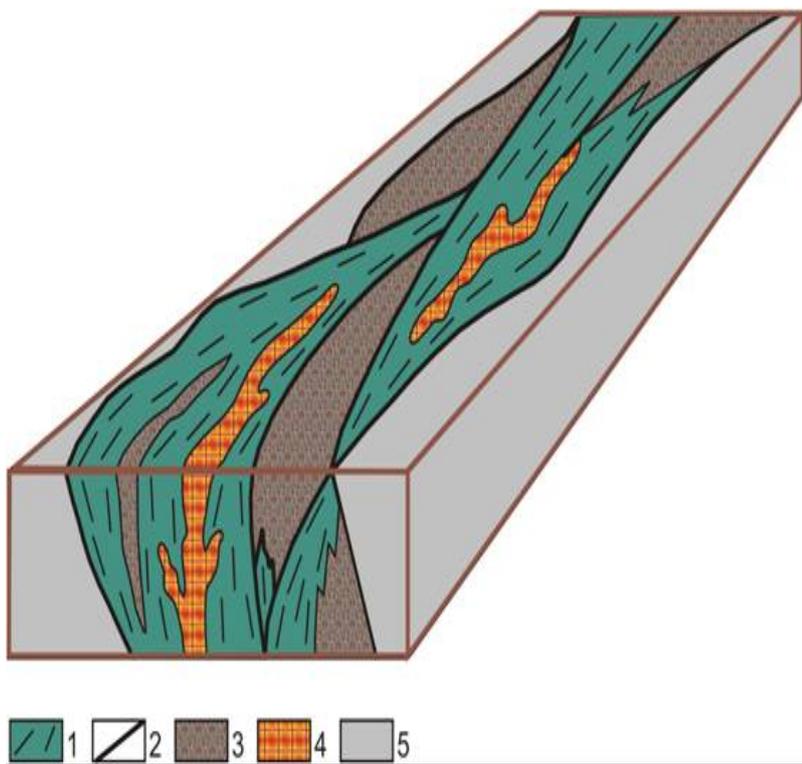


Рис. 5. Модель строения тела разлома - деформационно-метаморфической зоны линейного типа (по Б.М. Чикову).

- 1 – новообразованные формации контрастно метаморфизованных тектонитов с признаками зональной дифференциации и сдвигового течения;
- 2 – концентрированные системы разломов преимущественно сдвигового типа;
- 3 – аллохтонные и параавтохтонные реликтовые линзы исходного геологического субстрата ;
- 4 – новообразованные тела интрузивного, метасоматического или сепарационно-сегрегационного генезиса, сохраняющие относительную целостность («тела включения»);
- 5 – комплексы обрамления

ловиях повышенного флюидосодержания. Экспериментально установлено, что по мере приближения к оси сдвига растет скорость рекристаллизации зерен (рис. 6, б), результатом которой и является изменение размера зерен. Подобная неравномерность строения обусловлена разной скоростью рекристаллизации из-за разных условий по флюидонасыщению зоны сдвига. В срединное ее части концентрация флюида максимальна и затухает к краям. Процесс рекристаллизации обусловлен снижением в присутствии флюида поверхностной энергии, уменьшающим потенциальный барьер для образованием новой внутрикристаллической поверхности и препятствующей выходу дислокации на поверхность кристалла [Скворцова, 2004]. Это явление является одной из форм проявления эффек-

та Ребиндера – снижение прочности пород в присутствии поверхностно-активных веществ. Процесс рекристаллизации определяет растворение и пересаджение кристаллов, сопровождающийся переходом механической энергии упругих деформаций в другие формы энергии, что фактически приводит к сохранению новой формы геосреды, появлению остаточных неупругих деформаций. Это явление именуется рекристаллизационной ползучестью. Отмеченная выше зависимость размера зерен породы от зональности в теле разлома находит свое отражение в динамических характеристиках, сопровождающих деформации пород. Установлено, что уровень дифференциальных напряжений (σ - разница между максимальным и минимальным напряжениями) и размер зерен (d), образующихся при

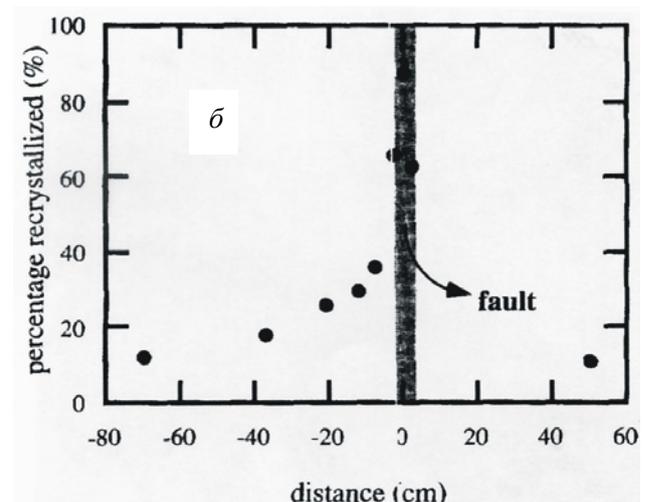
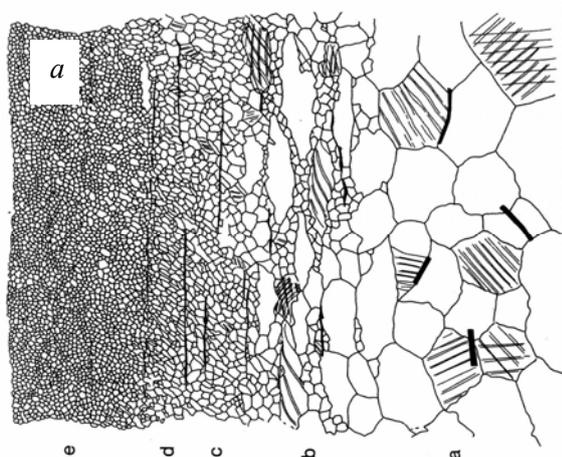


Рис. 6. Зональность милонитов (а) и процент рекристаллизации зерен в зоне сдвига (б) по [Pluijm, 1991]

рекристаллизации взаимосвязаны:

$$\sigma = 10^{3.67} d^{-1.01}. \quad (1)$$

Порода, уменьшая при рекристаллизации в присутствии флюида размер зерен, увеличивает свою прочность и становится способной выдерживать более высокий уровень девиаторных напряжений. Такое упрочнение срединной части разлома создает механизм расширения зоны преобразованного вещества. Находящаяся дальше от осевой зоны порода с более крупным зерном при повышении девиаторных напряжений также начинает рекристаллизоваться.

Отметим, что уменьшение размеров зерен и увеличение числа дефектов кристаллической решетки может также обуславливаться образованием и разрастанием микротрещин сдвига, истиранием зерен и другими механическими процессами. *Диспергация* кристаллических сред (уменьшение размеров зерен и кристаллов без рекристаллизации) возможна, не только путем простого механического воздействия, осуществляемого в разломных зонах, но за счет автотонного распада кристаллической среды на тонкодисперсные кристаллические и полукристаллические частицы – самопроизвольное диспергирование [Ребиндер, Щукин, 1979]. Это явление является другой формой проявления эффекта Ребиндера. По сравнению с рекристаллизацией диспергация кристаллов требует больших по величине снижений поверхностной энергии. Определяющую роль в диспергации играет переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному, сопровождающемуся действием поверхностно-активных жидкостей. Следует отметить, что Интеркристаллитное разрушение определяется не только раскрытием внутрикристаллических трещин, выходящих на межзеренные границы, но и формирование трещин внутри зерна, если жидкая фаза достаточно активна [Траскин и др., 1986]. Подобные процессы возможны, если происходит уменьшение свободной поверхностной энергии (γ) при замене поверхности контакта зерен T1 и T2 поверхностью их соприкосновения с жидкостью (см. статью Ю.В. Траскина в этом сборнике):

$$\gamma(T1 - T2) > \gamma(T1 - \mathcal{E}) + \gamma(T2 - \mathcal{E}). \quad (2)$$

Диспергация, определяющая уменьшение размера зерен также сопровождается медленным снятием энергии упругих деформаций, которая на микроуровне является хрупкой. Поскольку хрупкое разрушение отдельного кристалла и зерна приводит к сбросу энергии малой величины, а сам процесс диспергирования некоторого объема в теле разлома растянут во времени, то, усредняя деформации по пространству и времени, это явление также можно рассматривать как

пластическое (ползучее) деформирование. При этом, чем на более мелкие отдельности произошло разделение зерен и кристаллов, тем меньшую механическую жесткость будет иметь данный участок тела разлома, что определяет характер взаимосвязи между размером зерен и уровнем напряжений, подобный уравнению (1). Отличием диспергированного участка тела разломом от рекристаллизационного заключается в значительно большей связности последнего. Участок диспергированных горных пород будет разрушаться при малейшем прикосновении.

Таким образом, диспергация и рекристаллизация приводят сбросу большей части внутренней упругой энергии, накопленной в девиаторных деформациях (деформации изменения формы), но первое явление приводит к падению прочности, а второе к ее увеличению.

В результате действия указанных процессов в теле разлома формируется структурная зональность в которой в осевой его части появляются породы, способные выдержать больший уровень девиаторных напряжений, чем породы периферии. Процесс разрушения начинает мигрировать в борта разлома.

Говоря о теле разлома будем под ним понимать прежде всего область вблизи механического сдвига, в которых наблюдается не только повышенная трещиноватость, но и напряжения, отвечающие близости состояния этого участка к предельному.

Метаморфизм в теле разлома. Другим важным следствием структурных изменений пород в теле разлома (милонитизации пород) является их повышенная способность к твердотельным фазовым превращениям. Дело в том, что, начиная с некоторого размера (меньше миллиметра), дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов (резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем), т.к. высокая дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз [Поспелов, 1972]. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Но не только степень диспергированности среды и наличие жидкой фазы ускоряет протекание реакций. Существенную роль играют *девиаторные напряжения и скорости деформирования*. Повышенное их значение в сочетании с *тонкодисперсностью исходных реагентов* может привести к тому, что скорости реакции возрастут на несколько порядков. Экспе-

рименты показывают, что при достаточно высоком уровне сдвиговых напряжений в образцах, изготовленных из порошкообразных солей металлов [Ениколопян и др., 1987], реакция дегидратации осуществляется взрывным образом, со скоростью диффузионного процесса на несколько порядков превышающей скорость диффузии в жидкой фазе. Этот эндотермический процесс происходит в изотермических условиях. Требуемое тепло выделяется в момент взрыва и полностью используется в ходе химических превращений. Наблюдения природных объектов вещества [Паталаха, и др., 1987; Чиков, 1990] показывает, что степень вещественного преобразования пород зависит от его структурных изменений, степени деформационных преобразований.

При определении термодинамического равновесия обычно считается [Коржинский, 1973; Винклер, 1979], что критические параметры метаморфических превращений определяются давлением p и температурой T . Реакция химического превращения осуществляется, когда новое минеральное состояние является энергетически более выгодным, т.е. в существующих условиях требует меньшей внутренней энергии. Известна запись химического потенциала по Гиббсу [Gibbs, 1906]:

$$dG = pV_k - TS_k, \quad (3)$$

где S_k – энтропия, V_k – молярный объем k -го минерального состояния. Первое слагаемое в (3) определяет механическую энергию, накопленную в

упругих деформациях изменения объема, а второе – тепловую. Для учета отмеченного нами явления фазовых превращений в сильно диспергированных породах в правую часть уравнения следует добавить член, учитывающий поверхностную энергию. Следует заметить, что механическая энергия определяется не только работой сил всестороннего давления, но и девиаторными напряжениями (s_{ij}) и деформациями (ε_{ij}). В работах западных исследователей [Goranson, 1930; Verhoogen, 1951; и др.] давно исследуется вопрос влияния девиаторных напряжений на процесс метаморфизма. Высокий уровень девиаторных напряжений так же, как и высокое всестороннее сжатие, переводит кристаллическую решетку минералов в энергетически возбужденное состояние, что способствует переходу механической энергии непосредственно в химическую. Таким образом, запись химического потенциала следует расширять путем добавления в (2) удельной поверхностной энергии (δ) и работы девиаторных напряжений:

$$dG = pV_k - TS_k + 0.5s_{ij}\varepsilon_{ij}V_k + \delta. \quad (4)$$

Это выражение не учитывает влияние флюидного давления, которое ускоряет диффузию и следовательно должно способствовать метаморфизму. Уточнение уравнений термодинамического потенциала, за счет учета факторов, отвечающих структуре и процессам в теле разлома, является перспективной задачей тектонофизики.

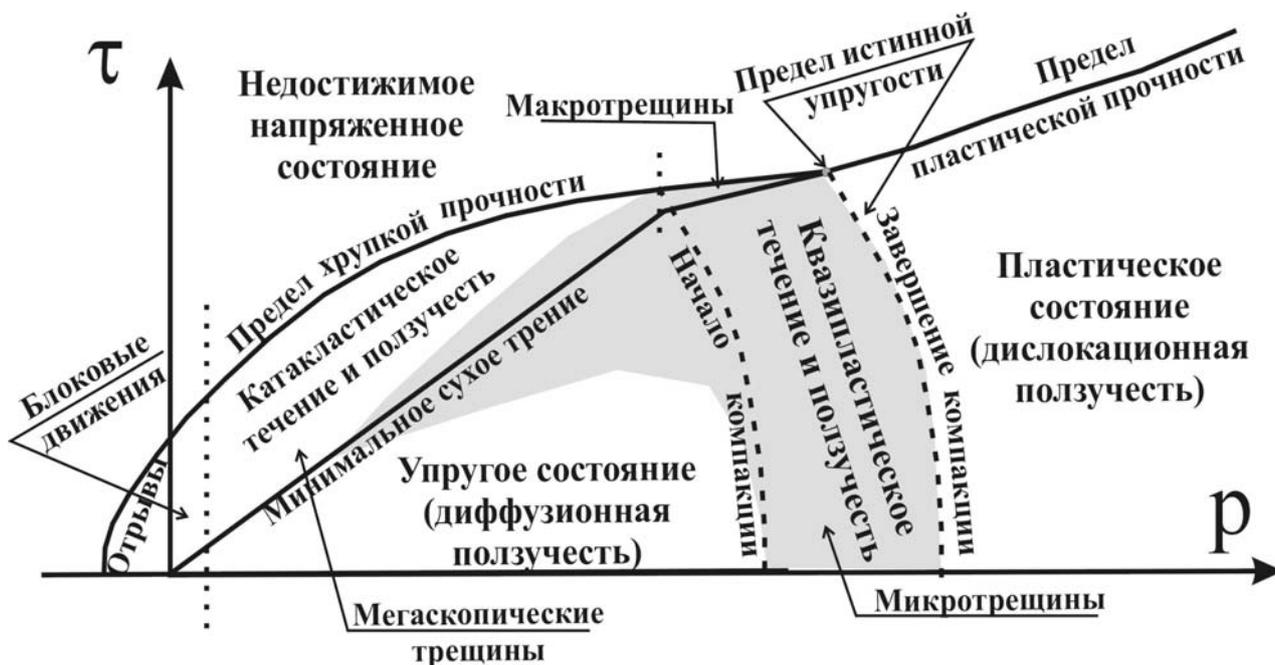


Рис. 7. Распределение на диаграмме Мора различных типов поведения горных пород, возникающих при разных уровнях максимального касательного напряжения и всестороннего давления. Серым цветом на диаграмме Мора выделены предполагаемое положение участков, отвечающих телу разлома там, где имеет место милонитизация пород и пластическое их поведениеравненное изменение структуры пород от обрамления к оси разлома

Влияние девиаторных напряжений на метаморфические преобразования закреплено в термине стресс-метаморфизм [Елисеев, 1963; Лукьянов, 1991]. Понимание того, что сами по себе девиаторные напряжения не являются решающим фактором рассматриваемого явления, этот термин вероятно следует заменить на термин: *метаморфизм диспергированных горных пород* в условиях пластического течения.

Метаморфические преобразования являются не только одним из способов релаксации напряжений и перевода упругих деформаций в остаточные. В результате метаморфической реакции (реакции дегидратации) в теле разлома в поровое пространство практически мгновенно впрыскивается большой объем флюида. Подобные процессы, с одной стороны, могут порождать резкое изменение химического состава флюидов, электросопротивления среды и являться источниками электромагнитных излучений, а с другой – сами достаточно сильно зависят от электрических, электромагнитных и радиационных полей. В милонитовом состоянии породы особо чувствительны к внешним воздействиям. Дополнительно возникающее теллурические токи или импульсные электромагнитные поля, возникающие в ионосфере, способны стать триггером метаморфической реакции.

Заключение. При анализе процессов теле разлома надо иметь в виду, что в гравитационном поле особые свойства тела разлома, связанные с существенным нарушением внутренних связей в процессе катакластического сдвигания (трещинное течение) и увеличением трещинной пористости, могут приводить к выдавливанию (пониженная эффективная плотность и повышенная деформируемость) геосреды тела в верх по разрезу. С другой стороны в результате такого поднятия породного материала происходит перенос в верх по разрезу остаточных сжимающих горизонтальных напряжений [Ребецкий, 2008], созданных в процессе уравнивания воздействия от веса колонки пород. Эти остаточные напряжения могут привести к горизонтальному раздвиганию

бортов разлома и формированию в нем дополнительных деформаций горизонтального растяжения. Оба эти явления могут приводить к импульсным знакопеременным вертикальным движениям непосредственно над разломом. Подобные явления, фиксируемые наземными высокоточными геодезическими измерениями, отмечены в работах Ю.О. Кузьмина [Кузьмин, Жуков, 2004].

Можно предположить, что начальная фаза формирования разлома состоит в проникновении мантийных флюидов в нижнюю и среднюю кору [Летников, 1992] (см. также статью академика Ф.А. Летникова в этом сборнике), инициации структурно - метаморфических преобразований, снижающих прочность пород и приводящих к интенсивному локальному пластическому и квазипластическому течению на макроскопическом уровне. Постепенно продвигаясь к поверхности коры флюиды создают условия к подобным изменениям в локальных зонах верхней коры, для которых эти преобразования через некоторое время становятся инициатором хрупкого разрушения макро- и мегаскопического уровня (от сублокального – первые десятки метров до регионального – сотни километров).

С рассмотренных выше позиций разлом, конечно, нельзя представлять как просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков. Разлом сам является трехмерным геологическим телом, существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному. Его упрощенное представление в виде области повышенной разномасштабной деструкции существенно обедняет анализ. Районирование разломных тела по интенсивности структурно-вещественных преобразований может явиться источником к оценки напряжений, ответственных за эти преобразования, а также эффективной прочности самих разломов, выделения признаков хрупкого или пластического поведения разлома.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 09-05-01022.

ЛИТЕРАТУРА

- Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруговязких моделях // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 75-84.
- Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 712-718.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра. 1979. С. 326.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра. 1963. 428 с.
- Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А. Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т 29, № 3. С. 887-890.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: 1973. 288 с.

- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С.* Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд. Моск. Гос. гор. унив. 262 с.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 228 с.
- Лобацкая Р.М.* Об изменении линейных размеров структур оперения в крыльях крупных разломов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 5. С. 1209-1211.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 143 с.
- Осокина Д.Н.* Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. 2000. М.: Наука. С. 220-244.
- Осокина Д.Н.* Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 69-87.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А.* Тектонофаии мезозоны. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1987. 181 с.
- Поспелов Г.С.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро-тектонеза // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С. 53-73.
- Ребецкий Ю.Л.* Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюид и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120 -146.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 431-466.
- Ребиндер П.А., Щукин 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.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск.: Изд. СО РАН филиал Гео. 2003. 242 с.
- Скворцова З.Н.* Деформация по механизму растворение-пересаджение как форма адсорбционного пластифицирования природных солей // Коллоидный журнал. 2004. Т. 66, № 1. С. 5-15.
- Стоянов С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
- Траскин В.Ю., Бедарев А.С., Скворцова З.Н., Арутюнян Л.Г., Брюханова Л.С., Перцов Н.В.* Интеркристаллитное разрушение поликристаллов щелочных галогенидов с жидкими межзеренными прослойками // ДАН УСССР, сер. Б. 1986. № 11. С. 48-51.
- Чернышев С.Н.* Трещины горных пород. М.: Наука. 1983. 240с.
- Чиков Б.М.* Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука СО. 1990. С. 6-32.
- Чиков Б.М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия // Геологи и геофизика. 1992. № 9. С. 3-37.
- Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д.* Экспериментальное стресс - преобразование пироксенита // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 75-79.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск.: Наука СО. 1983. 112 с.
- Byerlee J. D.* Frictional characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res. 1967. V. 72, N 14. P. 3639-3648.
- Gibbs J. W.* On the equilibrium of heterogeneous substances. In collected works of J. Willard Gibbs. Yale Univ. Press, New Haven. Conn. 1906.
- Goranson R.W.* Thermodynamic relations in multi-component systems, Carnegie Inst. Wash. Publ. 1930. N 408. 329 p.
- Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, N B10. P. 21859-21882.
- Pluijm B.A.* Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms // J. Struct. Geol. 1991. V. 13. N 10. P. 1125-1135.
- Tchalenko I.S.* The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays // Tectonophysics. 1968. V. 6, N 2. P. 159-174.
- Verhoogen J.* The chemical potential of a stressed solid. Trans. Am. Geophys. Union. 1951. V. 32. P. 251-258.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПУТЬ К ОЧАГУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В.В. Ружич

Институт земной коры СО РАН Россия, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, guzhich@crust.irk.ru

ВМЕСТО ВВЕДЕНИЯ

Прошедшая 13.09.2008 г. в ИФЗ РАН конференция, посвященная сорокалетнему юбилею со дня основания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики, позволила оценить пройденный за указанный период путь изучения сейсмотектонических процессов – в частности, очагов землетрясений. Всего лишь четыре десятилетия отделяют нас от прежних, весьма упрощенных представлений об очаге землетрясения как о точечном источнике сейсмических колебаний. В те годы складывались весьма упрощенные представления сейсмологов и геофизиков (геологи об этой проблеме вряд ли глубоко задумывались в те годы) о строении и моделях очагов землетрясений. На основе такого упрощенного подхода представлялось, что проблема прогноза землетрясений, включая краткосрочный, будет успешно решена в ближайшие годы. Завышенный оптимизм многих исследователей в России и за рубежом основывался на поверхностных сведениях о природе землетрясений, которые добывались преимущественно в тиши кабинетов или при проведении лабораторных экспериментов на образцах горных пород и эквивалентных материалах. Для отечественной науки официальное оформление тектонофизического направления исследований, инициированное энергией и проницательностью его главного родоначальника, сказалось весьма благотворно на развитии научных представлений о физических процессах в геологии. Похоже, что одна из главных причин заблуждений и стратегических ошибок исследователей заключалась в том, что сильное сейсмическое событие рассматривалось как чисто физическое или механическое явление, но не геологическое. Поэтому физики, сейсмологи и механики не проявляли серьезного интереса к изучению

геотектонических явлений – в частности, тех, что происходили в зонах тектонических разломов, с которыми генетически связаны механизмы подготовки очагов землетрясений. Позднее во многом такое понимание пришло из опыта геологических экспедиций в середине 20-го века после того, как геологи и другие исследователи *in situ* стали изучать последствия землетрясений, оставленные в зонах активных разломов в виде современных сейсмодислокаций, а позднее и виде следов палеоземлетрясений. Тогда и были заложены основы тектонофизики. Пришло осознание того, что только лабораторными экспериментами и сейсмологическими наблюдениями не обойтись для разработки научной базы и обеспечения сейсмобезопасности. Именно в лаборатории М.В. Гзовского, уже в начале становления тектонофизики как раздела науки, много внимания уделялось исследованию геотектонических процессов для понимания сейсмических явлений. Явный прогресс в этом направлении стал намечаться в последние годы, когда геофизики, сейсмологи и экспериментаторы, а также механики и физики, на фоне растущего взаимопонимания, стали более осознанно вникать в суть имеющейся огромной по объему и глубине разнородной, но важной информации о природе геологических процессов. Все это отчетливо проявилось в ходе прошедшей конференции, что, пожалуй, следует отнести к числу главных и наиболее важных положительных результатов, достойных памяти М.В. Гзовского и к чести его последователей. Ниже приводятся собранные за много лет сведения об очаге землетрясения, полученные с использованием геолого-геофизических методов, а также натуральных экспериментов во фрагментах зон сейсмоактивных разломов.

О МЕХАНИЗМЕ ИЗЛУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ В РАЗЛОМАХ

Авторские представления об очаге землетрясения как источнике излучения широкого спектра волновых колебаний в самом упрощенном виде сводятся к следующим положениям. Под очагом землетрясения понимается объем литосферы, включающий фрагмент активного долгоживущего протяженного разлома или разломного узла, в пределах которого произошла серия быстрых возвратно-поступательных смещений крыльев

главного сместителя и сопряженных с ним разрывов более низкого иерархического ранга. Механизм излучения упругих волновых колебаний сейсмического диапазона при данном акте обусловлен быстрыми вибрациями крыльев разрывов различного иерархического уровня в районе фрагмента разлома. Основанием для такого опеределения служат данные, полученные при проведении деформометрического мониторинга в

зонах тектонических разломов и в ходе проведения натуральных экспериментов по инициации быстрых смещений путем техногенных динамических воздействий [Добрецов и др., 2007]. На рис. 1 приведен образец записей, которые достаточно часто фиксируются высокочувствительными датчиками смещений крыльев разрывных нарушений в ходе мониторинга естественных деформаций или после динамических воздействий – взрывов, ударов копра, вибрационного нагружения массива горных пород. Особенностью этой записи, напоминающей запись землетрясений сейсмическими станциями, являются незначительные амплитуды и значения виброскорости (порядка 0.01-0.5 мм/с). Важно то, что такие колебания стенок трещин и ее более мелких сегментов в кончиках трещин, способны возбуждать слабые упругие низкочастотные колебания в диапазоне 0.1-0.01 Гц, похожие на «медленнее землетрясения». Стандартные сейсмические станции фиксируют более высокочастотные сейсмические колебания 0.5-15 Гц. Следует упомянуть о известных сведениях, согласно которым при динамическом разрушении горных пород в условиях высоких всесторонних напряжений разными приборами можно зафиксировать очень широкий спектр упругих колебаний,

включая акустический диапазон и более высокочастотные, вплоть до диапазона рентгеновского излучения [Ярославский, 1982]. В очаговых областях механизм инициации таких колебаний, по-видимому, тот же, но реализуется он при намного более высоких напряжениях, амплитудах и скоростях движений в горных породах. Как показывает опыт проведения масштабного физического моделирования сеймотектонических явлений в байкальском ледяном покрове, при естественном формировании многокилометровых «становых» трещин реализуется указанный механизм излучения колебаний в моменты, когда происходят эпизоды их скачкообразного прорастания с проявлением ледовых ударов (льдотрясений). Записи береговых и полевых сейсмостанций показывают, что такие явления достигают значений $M = 0.3-0.8$ и они трудно отличимы от записей слабых тектонических землетрясений [Добрецов и др., 2007].

Таким образом, основная физическая причина наблюдаемой связи очагов сильных тектонических землетрясений с развитием зон разломов может быть объяснена актами эпизодических высокоскоростных смещений с метровыми амплитудами в зонах активных тектонических разломов.

УСТРОЙСТВО ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И КИНЕМАТИКА ДВИЖЕНИЙ

Об устройстве приповерхностных сегментов очагов землетрясений можно судить по многочисленным опубликованным материалам обследования следов, оставленных в виде сейсмодислокаций на земной поверхности в эпицентральных областях сильных землетрясений с $M \geq 6.5 \div 8.2$. Обратимся к такому примеру, связанному с последствиями Гоби-Алтайского землетрясения на юге Монголии 4.12.1957 г. ($M = 7.8$), когда в течение примерно одной минуты у подножья южного горного обрамления Долиноозерской депрессии возникла разветвленная зона сейсмодислокаций общей протяженностью 275 км [Гоби..., 1963]. При этом преобладающий тип смещений был взбросо-сдвиговым, с амплитудой, достигающей значений 8-9 м. На рис. 2 дана упрощенная схема этой зоны сейсмодислокаций, которую с некоторыми оговорками можно рассматривать как проекцию приповерхностной части очага землетрясения, детальное изучение которой проводилось в рамках многочисленных и многолетних экспедиционных исследований.

Обратим внимание не некоторые детали строения зоны, в том числе малоизвестные, выявленные автором в более поздние сроки ее изучения. При огромной общей протяженности зоны сейсмодислокаций ее средняя ширина измеряется

метрами- первыми десятками метров, если исключить оперяющие и примыкающие разрывные нарушения, активизированные при землетрясении. При более детальном обследовании удалось выяснить, что в прочных скальных грунтах сейсмогенные разрывы, как правило, имеют ширину и амплитуду смещений еще меньшие, примерно на порядок значения. Объяснение этого эффекта заключается, по мнению автора, вероятно, в высокой скорости сейсмогенных смещений, в том числе и упругих обратных смещений в виде квазиупругой отдачи, которая проявляется только в скальных грунтах. Напротив, в рыхлых грунтах большие остаточные деформации имеют инерционный механизм, при котором происходит срыв твердой скальной подложки. Реология рыхлых грунтов не позволяет из-за их несвязности вернуться в исходное состояние. Поэтому реальный размах смещений в момент землетрясения можно разделить на упругую и остаточную неупругую составляющие. Обычно принято считать реальными те значения сейсмогенных смещений и, соответственно, их скоростей, которые фиксируются в рыхлых грунтах, что не всегда правомерно, особенно при численных расчетах при построении моделей очагов. Описанный феномен наблюдался автором практически во всех

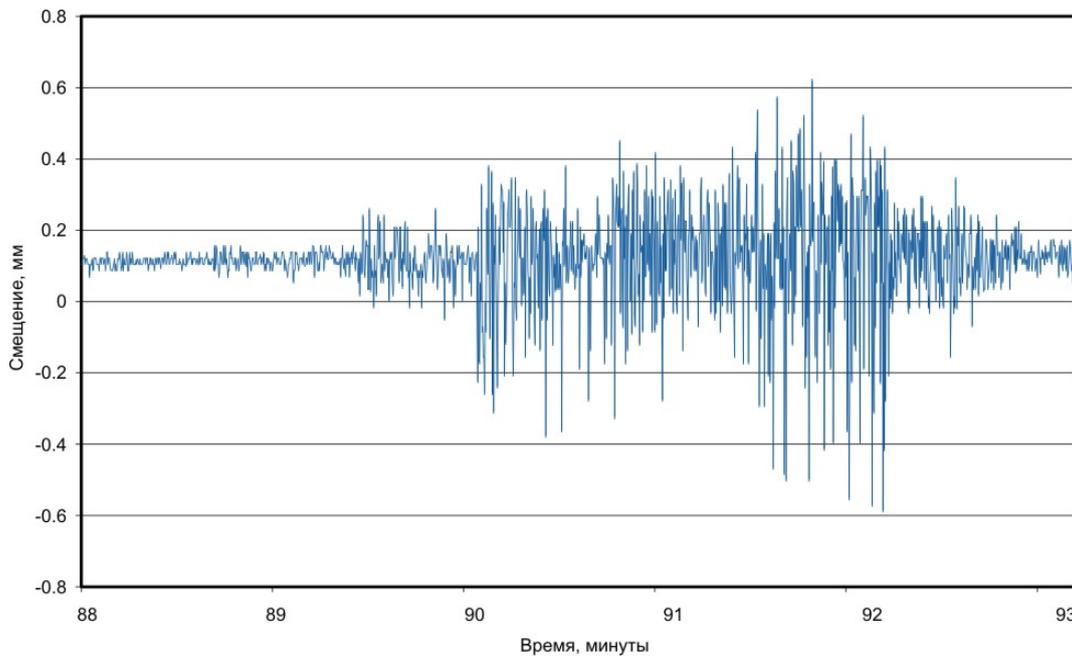


Рис. 1. Фрагмент записи вибрации крыльев Тормхонской сейсмодислокации в зоне Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Запись получена в августе 2002 году при проведении натурального эксперимента по инициации смещений слабыми взрывными воздействиями на сейсмогенный разрыв. Представленный пакет быстрых колебаний стенок разрыва имеет некоторое сходство с записью сейсмических колебаний от землетрясений. Остальные пояснения в тексте

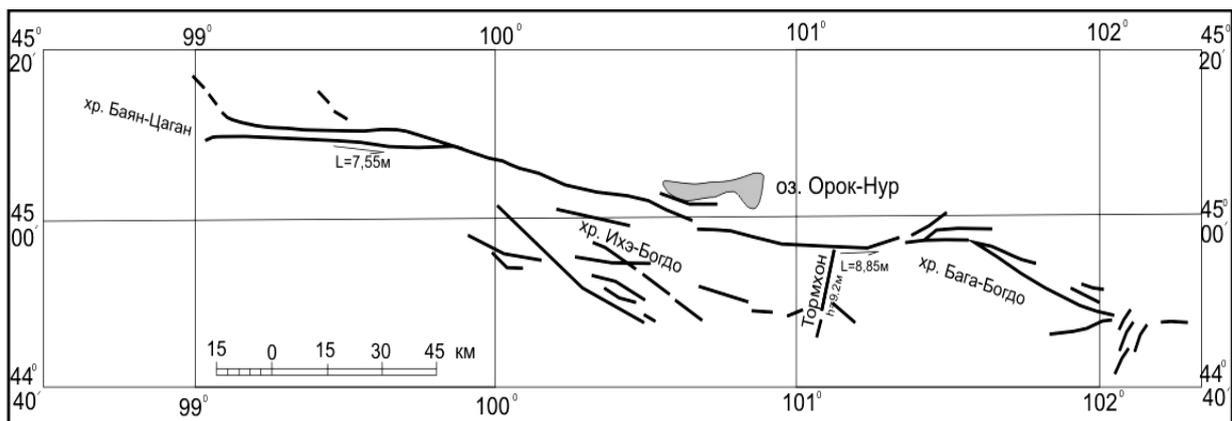


Рис. 2. Упрощенная схема строения зоны сейсмодислокаций Гоби-Алтайского землетрясения на юге Монголии (4.12.1957, $M = 7.8$) (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963), которую можно рассматривать как проекцию очага землетрясения на земную поверхность

зонах сейсмодислокаций сильных землетрясений прошлого столетия в Монголии. Подтверждением этому являются наблюдаемые случаи пересечения сейсмодислокациями тоннелей или подземных выработок, где фиксируемая величина смещений в скальных грунтах оказывается намного меньшей, чем в рыхлых отложениях на поверхности. Известно также, что на протяжении последующих лет стенки сейсмодислокаций постепенно сжимаются, а их амплитуда смещений может заметно уменьшаться из-за проявления возвратных вязкоупругих деформаций.

Достаточно известно из геологических наблюдений, что сейсмодислокации в подавляющем большинстве приурочены к зонам долгоживущих

разломов, наследуя их местоположение и направление. Детальное полевое изучение сейсмодислокаций в кристаллическом фундаменте показывает, что плоскости скольжений от неоднократных сейсмогенных подвижек очень часто сосредоточиваются в очень узкой зоне шириной в несколько десятков сантиметров. Последнюю принято называть ультракатаклическим ядром сейсмогенного разлома, в котором из-за трибофизических преобразований наряду с исходными материнскими породами широко представлены динамометаморфизованные породы типа хлорит, эпидот, кварц, кальцит, тальк, серицит и др. Последние имеют пониженные вязкопрочностные свойства и способны исполнять роль твердой

смазки, облегчающей скольжение крыльев разрывов именно узкой зоне ультракатакластических изменений. При глубоком денудационном срезе эти фрагменты могут быть доступны для визуального обследования. Похоже, что отмеченная геомеханическая особенность и объясняет унаследованность и чрезвычайную узость сейсмогенных зон по отношению к их амплитудам смещений и тем более к общей протяженности зоны сейсмодислокаций.

Дополняя набор собранных геологических сведений об очагах землетрясений, необходимо обсудить имеющиеся данные о скоростях смещений в зонах сейсмогенерирующих разломов на разных стадиях эволюции приуроченных к ним очагов землетрясений. В 1985-2001 гг. в нескольких сегментах сейсмодислокаций от сильных землетрясений на территории Монголии – Болнайского (1905), Гоби-Алтайского (1957) и Могодского (1967), с помощью установки жестких вкопанных реперов проводились измерения направления и амплитуд смещений в постсейсмический период [Ружич, 1996]. Через несколько лет наблюдений было установлено, что в постсейсмический период в сейсмодислокациях продолжались смещения в режиме тектонического крипа со среднегодовой скоростью 1-4 мм/год. Направление смещений осталось тем же, что и в момент землетрясений. Отметим, что скорость крипа и направление смещений эпизодически менялись, и потому при редких измерениях фиксировался лишь общий тренд в режиме смещений. В 2002 году в Тормхонском сегменте зоны сейсмодислокаций Гоби-Алтайского землетрясения (см. рис. 1) были организованы многодневные высокоточные измерения режима смещений крыльев сейсмодислокации взбросо-надвигового типа [Ружич и др., 2002]. Полученные сведения подтвердили справедливость сделанных ранее выводов об общей тенденции сохранения направленности смещений в постсейсмический период и оценках средней скорости тектонического крипа. Было также подтверждено регулярное изменение направленности смещений при сохранении общего тренда, что оказалось типичным для режимов криповых смещений в зонах практически всех изученных нами разломов в различных регионах [Ружич и др., 1999].

При завершении данного раздела стоит вкратце

сформулировать авторские представления о том, что очаг представляется разветвленной системой активизированных разрывных нарушений разных рангов, т.е. иерархически организованной сложной структурой из многочисленных источников-излучателей. При землетрясении происходит кооперативная генерация упругих колебаний сейсмического диапазона в течение десятков секунд в основную фазу события. При переходе в постсейсмическую фазу генерация сейсмических волн, как известно, фиксируется на продолжении десятков минут, часов, суток и даже лет, особенно если магнитуда превышает уровень значений 7.5-8.0, а очаг приурочен к разломному узлу. Представляется, что самой очаговой зоне после мощных основных толчков реализуется режим инициации быстрых подвижек в пределах близко расположенных разрывов и соответственно самовозбуждение источников волновых колебаний. Расшифровка записей сейсмических колебаний, получаемых от всей совокупности излучателей, требует дополнительных знаний об устройстве и механизмах очагов землетрясений, а также учета количества и местоположения сейсмостанций, грунтовых условий, а также высокой квалификации обработчиков и интерпретаторов. Поэтому расхождение мнений о положении нодальных плоскостей и ориентировки осей напряжений обеспечено в любом случае. В конечном итоге можно убедиться в том, что расшифровка сейсмических записей землетрясений, особенно очень сильных, с многочисленными крупными афтершоками, заканчивается чаще всего получением ограниченных и неоднозначных сведений. Напрашивается вывод о том, что рассчитывать только на сейсмологические данные при составлении портрета землетрясения не стоит, необходимо опираться на синтез получаемых сведений при всестороннем изучении каждого отдельного события землетрясений, включая результаты геолого-геофизического обследования. С изложенных геологических позиций об устройстве и динамике приразломных деформаций в очаговой области, используемая дипольная модель А.В. Введенской, созданная в начале 60-х годов, в наши дни в 21 веке представляется уже излишне упрощенной, а результаты определения механизмов очагов часто вступают в противоречие с геологическим данными.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ФРАГМЕНТОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Все вышесказанное касалось параметров очагов сильных землетрясений, выявленных преимущественно в их приповерхностных сегментах. Для составления адекватных тектонофизических моделей очагов землетрясений и разра-

ботки способов снижения ущерба от сейсмических катастроф явно не хватает надежной информации о том, что же происходит в глубоких частях очагов, и о тех процессах, последствия которых мы ощущаем на земной поверхности.

сти. Имеющиеся на сегодня данные об этом трудно назвать исчерпывающими, их просто очень мало. Попытаемся обозначить путь уменьшения дефицита наших знаний с помощью применения новых способов получения дефицитной информации.

В большинстве случаев стартовый участок вспарывания сейсмогенерирующего разлома располагается в высоконапряженных глубинных горизонтах литосферы, где имеют место относительно высокие давления и температуры при протекании сложных трибологических явлений, включая физико-химические превращения минеральных фаз горных пород, а также вариации флюидного давления. На рис. 3 представлена упрощенная схема распределения гипоцентров землетрясений разного энергетического уровня в континентальной земной коре сейсмоактивных регионов Центральной Азии. Например, в Прибайкалье и Монголии самые сильные землетрясения возникают на глубинах 10-20 км, где температуры достигают 250-500 градусов, а давления – 3-6 килобар. Даже из этих известных значений легко понять значительное отличие реологических условий деформирования горных пород, не говоря об изменениях их петрологического состава, прочностных свойств и насыщенности трещинно-поровыми газовыми и водосодержащими флюидами. На рис. 4 приводится фотография, сделанная в глубоком карьере алмазонской трубки, на которой показан фрагмент разлома с зеркалами скольжения вскрытого горными работами. По мнению автора, примерно так может выглядеть плоскость сейсмогенного

разлома на глубинах 2-3 км, если учесть величину денудированного за сотни миллионов лет массива горных пород в районе месторождения.

В ранних наших публикациях было высказано мнение о том, что есть возможность изучать на земной поверхности устройство фрагментов очаговых областей палеоземлетрясений, которые происходили много миллионов лет назад и следы которых впоследствии были выведены на поверхность в районах длительного горообразования после многокилометрового денудационного среза [Ружич, 1989; Ружич, Горобец, 1991]. В те годы важно было найти признаки распознавания подобных глубинных фрагментов разломов для изучения после того, как они были выведены на поверхность тектоническими процессами. В настоящее время возникла необходимость продолжить эти исследования по вышеуказанным причинам. Ниже будет рассмотрен геологический подход к изучению древних и современных очагов землетрясений, основывающийся на материалах, полученных автором и его коллегами, а также другими специалистами [Ружич, 1997; Фельдман и др., 2003], в том числе опубликованных зарубежными специалистами из США, Германии, Японии и других стран. Заметим, что подобного рода процессы являются предметом новой, быстро развивающейся науки трибологии, одним из основателей которой является G.Heinicke [Heinicke, 1987]. Использование ее методов для изучения механизмов геологических и сейсмогеологических процессов, в частности, в физике очагов землетрясений, было бы весьма полезным.

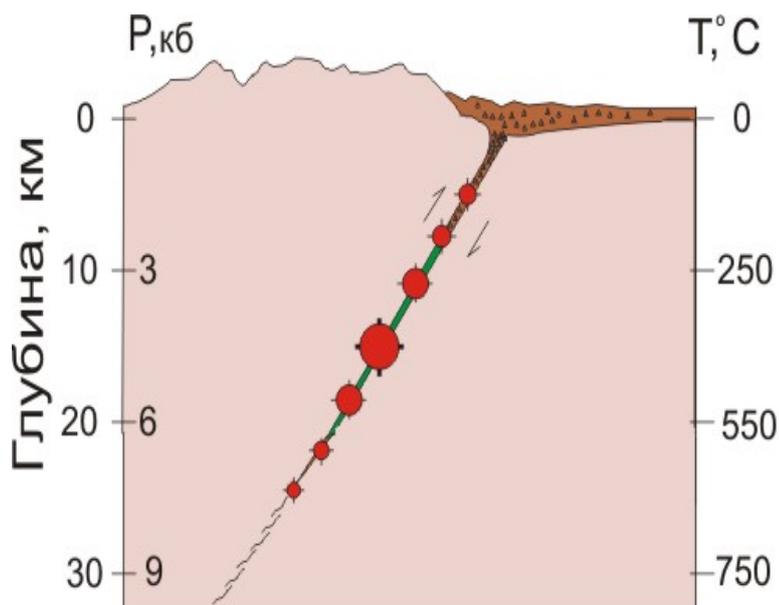


Рис. 3. Схема характерного распределения гипоцентров сильных и умеренных землетрясений в вертикальном разрезе земной коры для Прибайкалья и Монголии, где фокусы наиболее сильных землетрясений обычно возникают на глубинах 10-20 км, в условиях повышенных температур и давлений



Рис. 4. Примерно так может выглядеть глубинный фрагмент плоскости сейсмогенного разлома с зеркалами скольжения. Снимок сделан в сверхглубоком карьере «Удачный» (Республика Саха) на удалении от поверхности порядка 0.55 км, но если учесть величину денудационного среза, бывшая глубина залегания фрагмента может составлять 2-3 км

В зоне Долиноозерского разлома, по которому прошла современная сейсмодислокация, вблизи южного побережья оз. Орок-Нур, нами в 1984 г. были отобраны первые образцы зеркал скольжения с признаками пленочного контактного плавления [Ружич, 1997]. Поясним, что горные породы со следами плавления называются псевдоталиитами. Позднее подобные находки были сделаны на территории Монголии в районе Теректинской ветви зоны сейсмодислокаций Болнайского разлома, возникших в 1905 году, когда произошло одноименное катастрофическое землетрясение с $M = 8.1$. На рис. 5 приведен снимок взятого в Монголии образца зеркала скольжения, покрытого тонкой пленкой стекла, сделанный через электронный сканирующий

микроскоп. В верхней части снимка видна аморфная пленка стекла с толщиной около 0.10 мкм, покрывающая фрагмент зеркала скольжения. Плоскость скольжения зеркала выполнена преимущественно тонкоперетертыми новообразованными кристаллами эпидота и кварца. Эти минералы возникли на глубинах 5-15 км при температурах около 300-400°C и давлении 2-4 килобара в результате метаморфизма, связанного с динамическими воздействиями при быстром движении по плоскости разлома. Наличие тонкой пленки стекла на зеркалах скольжения рассматривается как показатель быстрых смещений в момент землетрясения со скоростями 0.1-1 м/с, когда из-за трения происходит мгновенное пленочное плавление на контактах



Рис. 5. Снимок поверхности зеркала скольжения с пленкой стекла, сделанный с использованием электронного сканирующего микроскопа. Толщина пленки, возникшей при контактно-фрикционном разогреве составляет 10-20 мкм

скольжения в районе выступов или при разрушении перемычек между разрывами.

Таким образом, по наличию пленок стекла на зеркалах скольжения в зонах разломов можно распознавать и изучать фрагменты очагов древних землетрясений. Такие объекты нужно искать в горных районах, где из-за глубокого денудационного среза земной коры, на 3-5 км и более, в настоящее время стали доступными для визуального изучения глубинные сегменты разломов, генерирующих в течение длительного периода сильные землетрясения. Распространение сейсмогенных псевдотехилитов, возникших на зеркалах скольжения при фрикционном разогреве в зонах сейсмоактивных долгоживущих разломов, достаточно ограничено, поскольку возникновение их связывается преимущественно с контактным плавлением прочностных барьеров и выступов, т.е. элементов шероховатости на плоскости разломов, суммарная площадь которых обычно составляет первые проценты от общей площади крыльев разломов [Ружич, Боровик, 1991]. Для их возникновения необходимыми условиями являются благоприятное сочетание таких геодинамических факторов как высокая скорость сдви-

гания берегов разрывов, повышенная стесненность, т.е. сильное сжатие стенок разрывов, что повышает коэффициенты трения и сцепления, достаточное содержание водных флюидов, понижающих температуру плавления, наличие легкоплавких и водосодержащих минералов. Особо стоит отметить глубину и повышенный разогрев пород в окружающей среде, тогда процесс плавления достигается быстрее [Kieran, O'Hara, 2001]. Как было показано выше, подобные условия в оптимальном сочетании имеются на глубинах порядка 10-20 км в континентальной литосфере Центральной Азии при существующих там современных температурных градиентах. Понятно, что проявление пленочного плавления или температурного спекания и размягчения пород в зонах разломов могут служить важными признаками проявления глубинных сейсмогенных подвижек, по наличию которых можно распознавать глубинные фрагменты очагов для их геологического изучения. Необходимо обратить внимание на то, что возникновение псевдотехилитов не всегда может быть связано с сейсмогенным происхождением, особенно при отсутствии зеркал скольжения и зон разломов. В работе [Фельдман

и др., 2003] объяснен на экспериментах импактный механизм мгновенного плавления горных пород при взрывном сферическом объемном нагружении образцов горной породы. Подобные импактные процессы, например, могли происходить при падении крупных метеоритов. Наша недавняя более тщательная обработка и анализ собранных коллекционных образцов псевдотахилитов позволила за счет применения современных методов их анализа и обработки получить дополнительные сведения. В частности, при изучении поверхностей зеркал скольжения был выявлен признак ультракатакластического, т.е. сверхтонкого, фрикционного перетирания частиц горной породы до размеров микронного уровня в условиях повышенных давлений и фрикционного разогрева, а также смягчения, спекания и сверхтонкого рассланцевания. На рис. 6 приведен пример такого рассланцевания, которое не могло быть достигнуто в приповерхностных условиях переработки горных пород, где P-T условия не являются оптимальными для этого. Обнаружение следов подобной переработки пород на зеркалах скольжения, также может использоваться для выявления глубинных фрагментов сейсмогенерирующих в далеком прошлом разломов и оценок уровня глубин их возникновения.

Ученым США [Fridman et al., 1974] в лабораторных условиях при различных сочетаниях температур, давлений и скоростей смещений удалось воспроизвести на образцах песчаника механизмы контактного пленочного плавления:

при температурах $T = 25-410^{\circ}\text{C}$ и давлениях $P = 0.14-1$ кб при ускоренном скольжении $\varepsilon' = 10^{-4}/\text{с} - 1/\text{с}$. Такие условия могут соответствовать проявлению трибохимических процессов в зонах разломов на глубинах 1-10 км. В работе [Kieran D, O'Hara, 2001] обосновывается применение геотермометра – нового способа оценки температуры глубинного фрикционного плавления горных пород на основании изучения образцов псевдотахилитов. При таком изучении зона сейсмогенного разлома рассматривается не столько в качестве излучателя сейсмических волн, а как термодинамическая тепловая машина, превращающая работу трения в тепло под действием тектонических сил. Энергия недр в очаговых зонах затрачивается в основном на фрикционное истирание и плавление, т.е. на образование тепла, и эта энергия намного превышает энергию сейсмических волн.

Согласно уравнению (1), представленному в работе [McGarr, Simpson, 1997], можно отметить, что рассмотренные динамические процессы в очагах землетрясений, включая мгновенный разогрев и пленочное плавление, могут существенно и быстро изменять физико-механическое состояние горных пород и, соответственно, напряжение сдвига и сцепление.

$$\tau = \tau_0 + \mu(\sigma_n + p) \quad (1)$$

где τ – напряжение сдвига в зоне разлома, τ_0 – напряжение сцепления, μ – коэффициент трения, σ_n – нормальное напряжение вкост разлома (стесненности), p – давление флюидов в пределах зоны разлома.

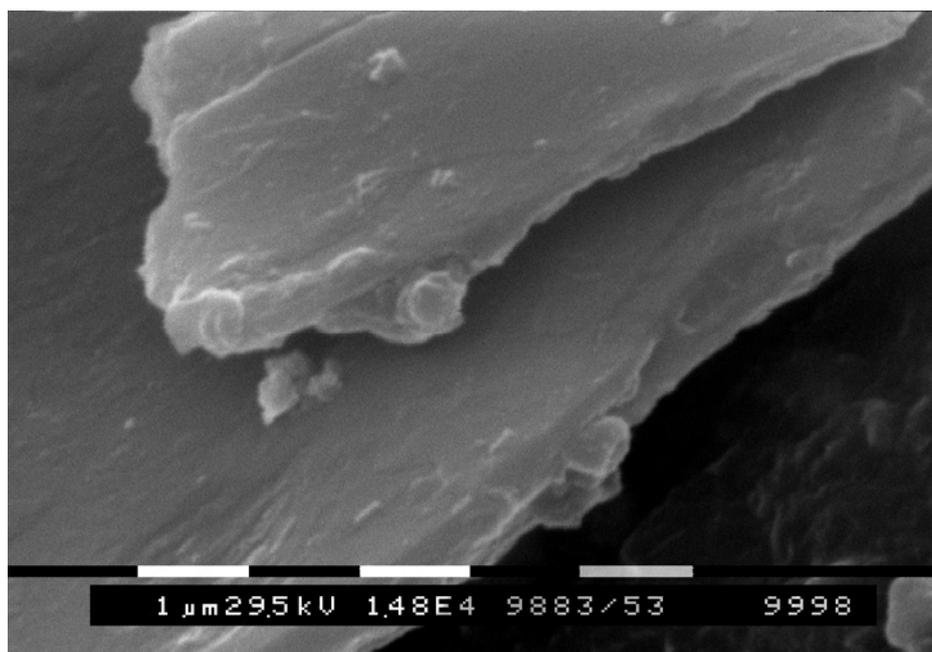


Рис. 6. Образец глубинного ультратонкого рассланцевания горной породы на зеркале скольжения. Согласно указанному масштабу, толщина пластинок не превышает 1 мкм, что указывает на ее глубинное возникновение при быстром смещении стенок разрыва и разогреве

Сравнительно быстрое остывание возникшего при трении пленочного расплава может способствовать быстрому «залечиванию» разрывов в очагах землетрясений и быстрому увеличению параметров сцепления τ_0 и напряжения сдвига τ_0 , что повлияет на динамику развития очага землетрясения в постсейсмическую стадию. Например, экспериментально установлено, что при увеличении фрикционного разогрева $T = 24-250-410^\circ\text{C}$ снижается предел сдвиговой прочности, а режим скольжения от скачкообразного переходит к эпизодическому и становится стабильным. В таком случае генерация сильных афтершоков из очага может прекратиться.

Анализируя приведенное уравнение 1, заметим, что в нем используются четыре основных параметра и их роль существенным образом может влиять на изменения режима смещений в разломе, в том числе и в очагах землетрясений. Эволюция очагов землетрясений на всех стадиях связана с изменением режима смещений, при котором осуществляется реализация механизма высвобождения эндогенной энергии и преобразование ее тепловую и сейсмическую.

Расширяя наши знания и представления о

строении, динамике развития и о процессах в очагах землетрясений, мы расширяем и возможности подхода к решению проблем обеспечения сейсмобезопасности с новых научных позиций, рассчитывая на больший успех, чем тот, который достигнут в настоящее время в направлении снижения ущерба от землетрясений. Как альтернативное направление исследований может, например, использоваться развиваемый коллективом российских ученых подход, ориентированный на разработку способов управления режимом смещений и трения в сейсмоопасных фрагментах зон разломов путем техногенных контролируемых воздействий. Как показал накопленный опыт проведения натуральных экспериментов на разломах, а также численного моделирования методом подвижных клеточных автоматов и теоретических расчетов, вполне реально в недалеком будущем научиться при разумном внешнем воздействии на фрагмент разлома, близкого к состоянию неустойчивости, изменять соотношение генерируемой тепловой и сейсмической энергии в сторону уменьшения последней до уровня умеренной опасности [Патент..., 2004; Филиппов и др., 2006; Псахье и др., 2004].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всестороннее изучение очага тектонического землетрясения можно рассматривать как ключевую задачу, от правильности и оперативности решения которой зависит дальнейшее продвижение по пути построения новых адекватных моделей очаговых областей. Необходимыми условиями такого продвижения может быть осмысленный синтез накопленных знаний, использование разнообразных методов познания глубинных сейсмотектонических процессов, физические эксперименты, в том числе натурные, трибологии, физического и численного моделирования, сейсмологии, геологии, геофизики. Но самое главное, конечно, необходимы новые оригинальные и смелые идеи. Именно они могут помочь совершить скачок в направлении решения про-

блем обеспечения сейсмобезопасности человека, при условии, что этот человек сам очень захочет этого.

Хотелось бы в заключительной части данного сообщения вспомнить об известном высказывании В.П. Солоненко, суть которого в том, что землетрясение является результатом проявления геологических процессов, а его очаг формируется в сложной геологической среде. Поэтому изучение очагов землетрясений целесообразно вести в тесном контакте со специалистами, изучающими эту среду своими методами – геологами и геофизиками, которым, в свою очередь, необходимо глубже вникать в суть законов точных наук – механики, физики, эксперимента, численного и физического моделирования.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Попов В.Л., Шилько Е.В., Гранин Н.Г., Тимофеев В.Ю., Астафуров С.В., Димаки А.В., Старчевич Я. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре. ДАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 656-660.

Ярославский М.А. Реологический взрыв. М.: Наука. 1982. 193 с.

Гоби-Алтайское землетрясение. Изд. Академии

наук СССР. М.: 1963. 392 с.

Ружич В.В. О тектоническом крипе в зонах сейсмоактивных разломов Прибайкалья и Монголии // Литосфера Центральной Азии: Осн. рез. иссл. ИЗК СО РАН в 1992-1996 гг. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 1996. С. 183-185.

Ружич В.В., Смекалин О.П., Дугарма Т., Имаев В.С., Белоусов О.В., Адыя М. Некоторые результаты инструментального изменения режи-

- ма смещений в сейсмодислокациях Могодского и Гоби-Алтайского землетрясений Монголии // Материалы III Российско-Монгольской конференции по астрономии и геофизике. Иркутск: ИСЗФ СО РАН. 2002. С. 20-22.
- Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П.* Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 360-372.
- Ружич В.В.* Геологический подход к изучению очагов палеоземлетрясений // Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. М.: Наука. 1989. С. 68-78.
- Ружич В.В., Горобец Л.Ж.* Некоторые результаты геологического изучения строения палеоочагов землетрясений // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: 1991. С. 11-16.
- Ружич В.В.* Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд. СО РАН. 1997. 144 с.
- Фельдман Ф.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А.* Закономерности подвижности породообразующих минералов при ударном метаморфизме (по результатам экспериментов) // Доклады РАН. 2003. Т. 393, № 1. С. 1-3.
- Heinicke G.* Tribocchemistry // Moscow. «Мир». 1987. 583 p.
- Ружич В.В., Боровик Н.С.* К вопросу о концепции барьеров и выступов // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: 1991. С. 6-10.
- Kieran D, O'Hara.* A pseudotachylyte geothermometer // Journal of Structural Geology. 2001. N 23. P. 1345-1357.
- Fridman M, Logan J.M, Rigert J.A.* Class-indurated quartz gouge in sliding friction experiments on sandstone//Geol.Soc.Amer.Bull.-1974.-V.85, N6.-P/937-942.
- McGarr A. and Simpson D.* A broad look at induced and triggered seismicity. In: «Rockbursts and Seismicity in Mines» (S.Lasocki and S.Gibowicz,Eds.) / Balcema,Rotterdam 1997. p. 385-396.
- Патент РФ на изобретение № 2273035. Заявка № 2004108514/28(008997) от 22.03.2004. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ружич В.В., Смекалин О.П., Борняков С.А.
- Филиппов А.Э., Попов В.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Шилько Е.В.* О возможности перевода динамики смещений в блочных средах в режим ползучести // Письма в ЖТФ. 2006. Т. 32, вып. 12. С. 77-86.
- Псахье С.Г., Ружич В.В., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Смекалин О.П.* Изучение влияния водонасыщения и вибраций на режим смещений в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, № 1. С. 23-30.
- Астафуров С.В., Шилько Е.В., Ружич В.В., Псахье С.Г.* Исследование влияния локального напряженного состояния на отклик границ раздела блоков в геологических средах при динамических воздействиях / Геология и геофизика. 2008. № 1. С. 67-77.

АЛЛОХИМИЧЕСКИЙ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

А.М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Особенности метаморфизма (термин употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии) рассматриваются на примере парагнейсов чупинской свиты. Их метаморфические разновидности, классифицируемые на основе физико-химических представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1), – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2.9-1.75 млрд лет назад) изменения относительно однородного терригенного протолита [Ручьев, 2000].

Материалы петрологического изучения метаморфических разновидностей гнейсов в совокупности с данными об особенностях контролирующих их структур, полученными в результате применения специально разработанного подхода к их исследованию (см. в материалах конференции Ручьев А. М. «Идентификация ...»), позволяют в новом аспекте рассмотреть условия эндогенеза в беломорском комплексе пород.

I этап эндогенеза. Формирование ныне реликтового гнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480°C и давления (P_1) от 8.2-8.0 до 7.5 кбар, согласно принятой схеме классификации

[Кориковский, 1979], происходит в диапазоне tP-условий регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации. Реликтовый гнейс-1, самый ранний представитель парагнейсов чупинской свиты, – исходный материал для образования более поздних метаморфических разновидностей этих пород.

II этап эндогенеза. Наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический, основной с отчетливо повышенным потенциалом калия (рис. 2), процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: $t_2 = 705^\circ\text{C}$, $P_2 = 9.4$ кбар).

Новообразованный минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему наложенных на гнейс-1 дискретных сдвиговых плоскостей и зон бластомилонитовой сланцеватости, субравномерно распределенных во всей чупинской толще. Подобное объемное развитие деформационной анизотропии пород реализуется в условиях их квазипластического состояния при дифференци-

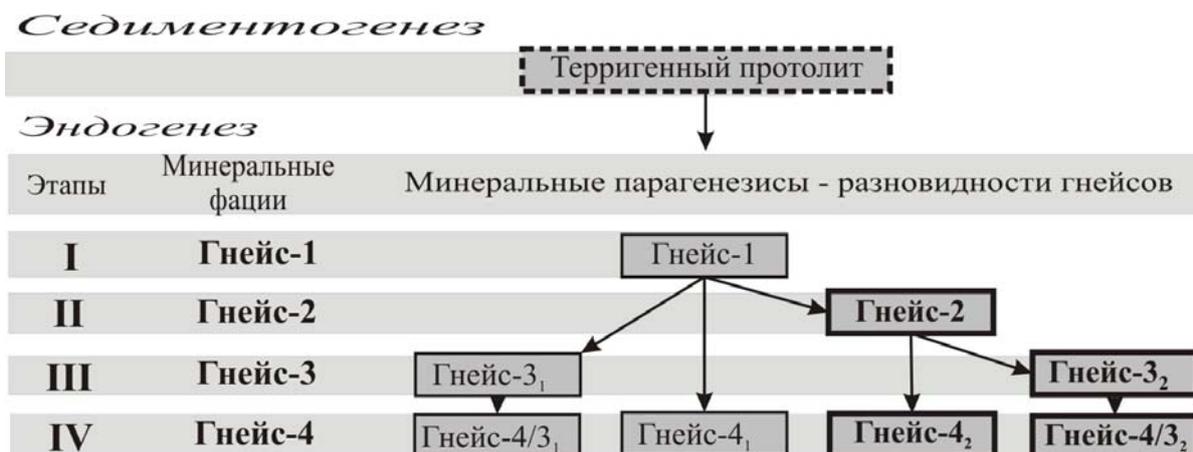


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты. Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9.96\text{Grt}^{26\pm 10} + 20.40\text{Bt}_{37\pm 4} + 34.32\text{Pl} + 34.32\text{Qtz} \pm \text{Gr} + 0.98$ рудный; гнейс-2 – $2.54\text{Ky} + 10.51\text{Grt}^{30\pm 9}_{70\pm 4} + 24.02\text{Bt}_{38\pm 4} \pm \text{Kfs (Or)} + 26.49\text{Pl} + 35.82\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейс-3₂ – $3.41\text{Ky} + 7.00\text{Grt}^{23\pm 4}_{75\pm 4} + 20.74\text{Bt}_{39\pm 4} + 35.80\text{Pl} + 32.68\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ – $\pm \text{Ky} \pm \text{Grt}^{18\pm 4}_{80\pm 5} + \text{Ms} + \text{Bt}_{46} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

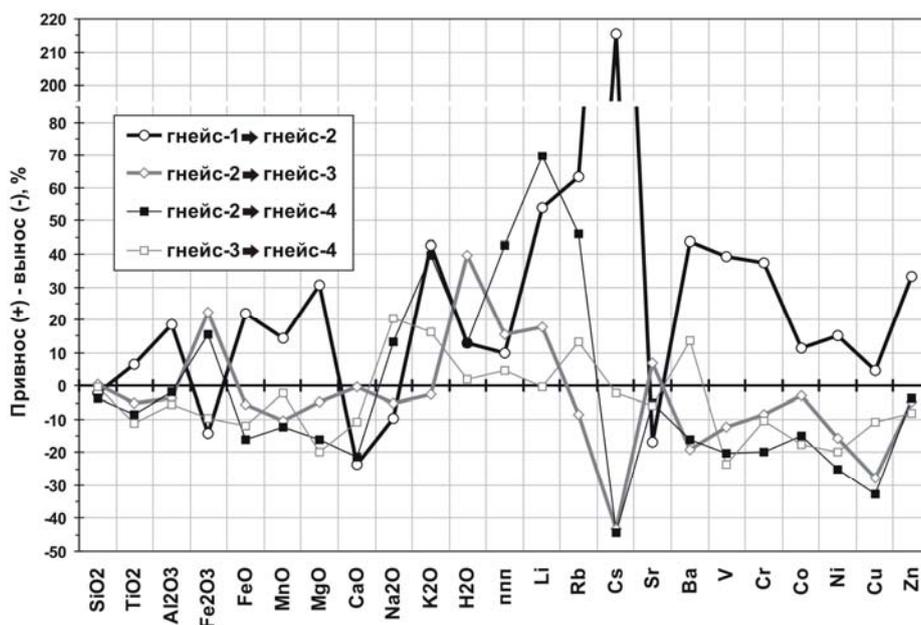


Рис. 2. Относительное изменение состава породы при метаморфизме. Оценка оксидно-объемным методом В. Линдгрена (средние значения плотности: гнейс-1 – 2.72; гнейс-2 – 2.81; гнейс-3 – 2.79; гнейс-4 – 2.73 г/см³) на основе данных из [Ручьев, 2002, табл. 1]

альном напряжении. Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2 отражает многократное циклическое изменение tP-параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2. На каждом из обследованных участков развития гнейса-2 выявлено не менее 20-30 сформированных в tP-условиях

кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации сдвиговых структурных парагенезисов, отвечающих самостоятельным эпизодам деформации. Например, на Слюдозерской площади Лоушского пегматитового поля (рис. 3) выделено не менее двадцати восьми трехкомпонентных парагенезисов структурных элементов (рис. 4).

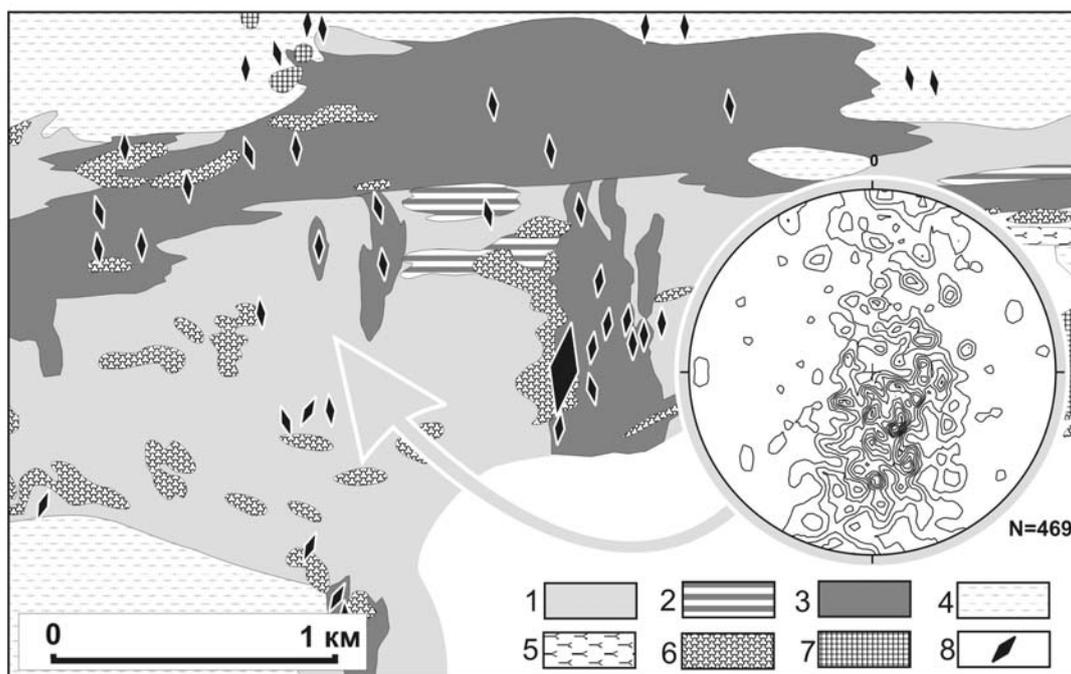


Рис. 3. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля.

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – гнейс-3; 3 – гнейс-4; 4 – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; 5 – амфиболиты; 6 – позднеархейские интрузивные гранитоиды; 7 – базиты комплекса лерцолитов-габброноритов; 8 – пегматитовые тела; на врезке – πS -диаграмма бластомилонитовой сланцеватости гнейса-2, n=469, изолинии 0.8-1.6-...-8.8; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полу-сфера

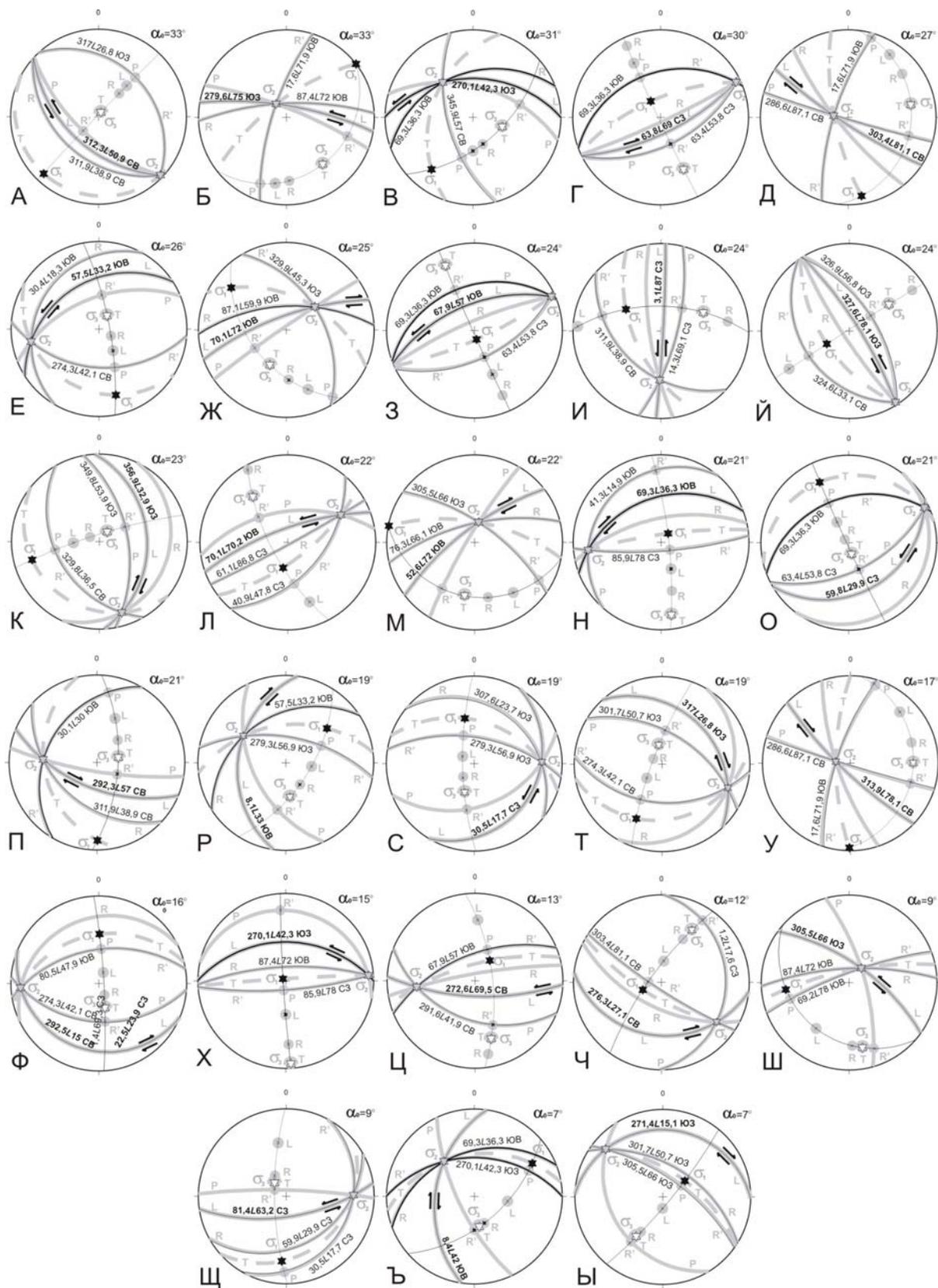


Рис. 4. Парагенезисы структурных элементов сдвиговых дислокаций в гнейсе-2 (tP-условия кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации), Слюдозерский участок Лоушского пегматитового поля. Исходная π -диаграмма показана на рис. 1. Здесь и далее: диаграммы (равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера) расположены без учета возрастной последовательности парагенезисов, их «девяностоградусные» разновидности условно проинтерпретированы по схеме {R'PL}

Таким образом, на втором эндогенном этапе прогрессивный аллохимический метаморфизм гнейсов был генетически связан со сдвиговой деформацией, обусловившей деструкцию пород, локальное повышение tP -параметров среды, возможность флюидного энерго- и массопереноса.

III этап эндогенеза. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых линзовидно-полосчатых гнейсов-3 при аллохимическом (рис. 2) диафторезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP -условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации в границах преимущественно крупных (мощность – $n \times 100$ м, протяженность – до $n \times 10$ км) северо-западных, субмеридиональных, субширотных зон сдвиговой деформации. Минеральный пара-

генезис гнейсов-3, формирующийся в ходе синдеформационной перекристаллизации, маркирует сланцеватость и дифференционную полосчатость, которые в тектонофизическом аспекте являются структурными элементами сдвиговых парагенезисов. В границах отдельных зон выделяется более двадцати сдвиговых парагенезисов плоскостных структурных элементов.

IV этап эндогенеза. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых, или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов-4, и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафторезе (рис. 2), главным образом, в tP -условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Минеральные парагенезисы гнейсов-4 формируются

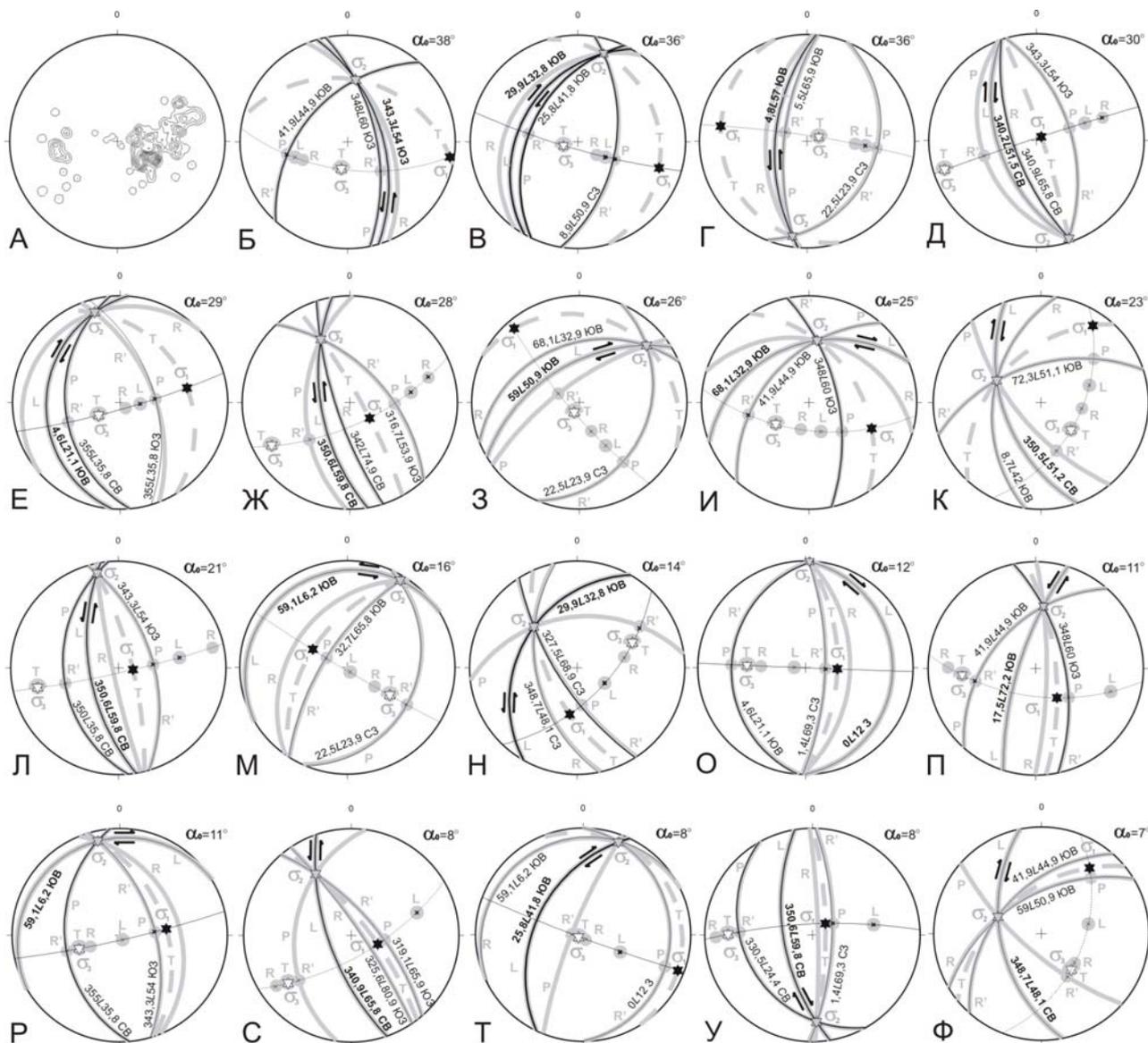


Рис. 5. Парагенезисы структурных элементов в Восточнослюдозерской свекофеннской субмеридиональной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов (гнейс-4₂) А – исходная πS -диаграмма сланцеватости ($n=112$; 2.4-4.8...-24); Б-Ф – диаграммы выделенных трехкомпонентных парагенезисов структурных элементов)

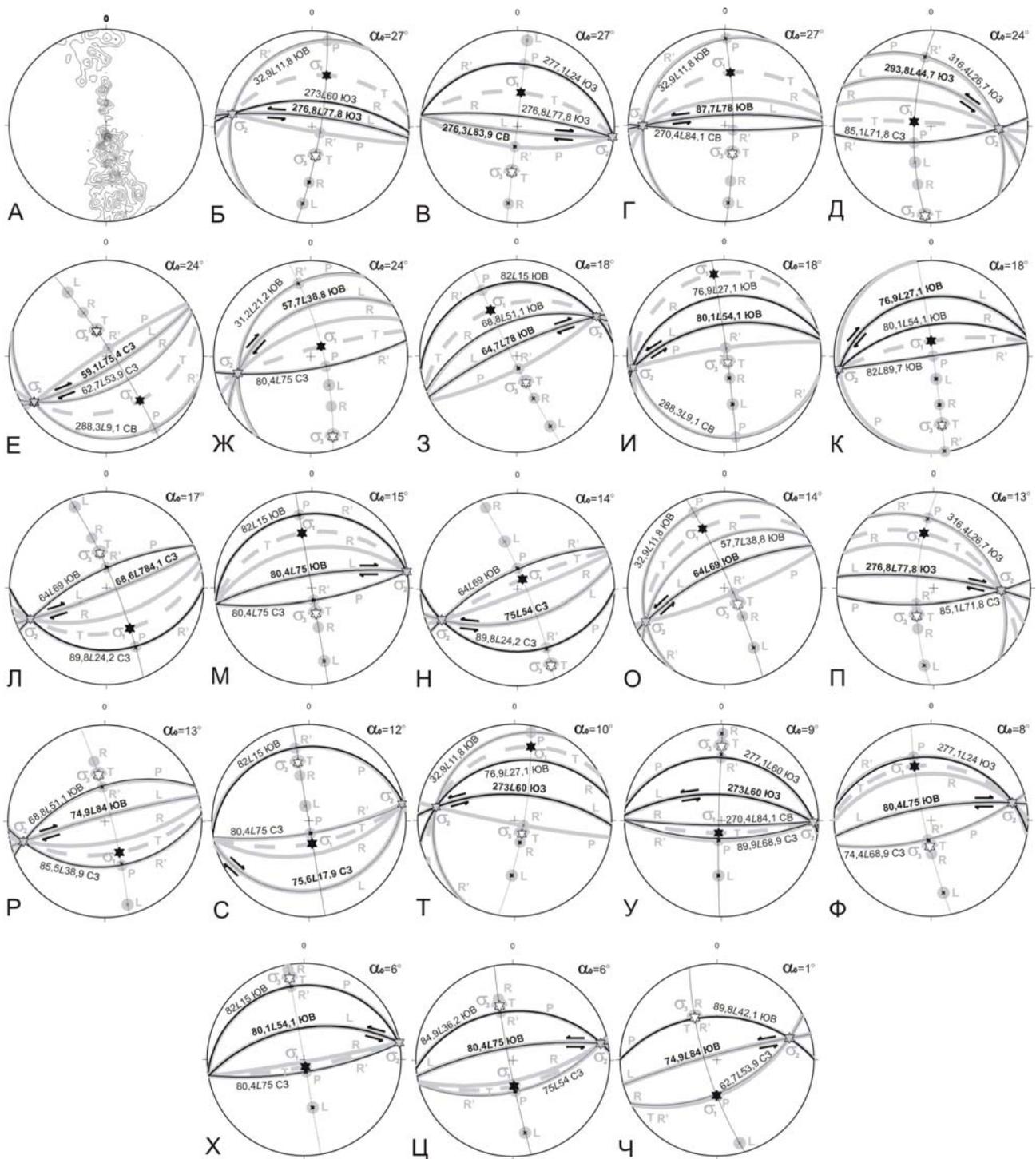


Рис. 6. Парагенезисы структурных элементов в Северослюдозерской свекофеннской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафоритов (преимущественно гнейс-4)

A – исходная πS -диаграмма сланцеватости-полосчатости ($n=364$; 1.7-3.4-...-17); Б-Ч – диаграммы выделенных трехкомпонентных парагенезисов структурных элементов

при доминирующей синдеформационной перекристаллизации пород, или при их катаклазе и последующей перекристаллизации.

Гнейсы-4 выполняют свекофенские (1.96-1.75 млрд. лет) северо-западные, субмеридиональные и субширотные зоны сдвиговых дислокаций различного размера (мощность – до $n \times 100$ м, протяженность – до n км). Внутреннее строение таких зон определяется развитием до 20-30 парагенезисов

плоскостных структурных элементов, маркируемых сингенетичными минеральными парагенезисами гнейсов-4. Так в границах относительно небольшой Восточнослудозерской зоны субмеридиональных дислокаций, диафореза и пегматитогенеза (рис. 3, в центре) выделено не менее двадцати сдвиговых трехэлементных структурных парагенезисов (рис. 5). Строение несколько более поздней субширотной зоны све-

коффенских дислокаций и диафторитов – гнейсов-4₂, -4₃ (рис. 3, северная часть площади) обусловлено совокупностью не менее двадцати двух сдвиговых структурных парагенезисов (рис. 6).

Таким образом, главная особенность эндогенной переработки пород – очевидная связь процессов метаморфизма и сдвиговой деформации, доминировавшей на всех временных этапах и масштабных уровнях преобразования гнейсов.

Пространственно-временное развитие минеральных парагенезисов гнейсов II-IV фаций контролировалось деформационными системами плоскостной анизотропии пород, которые обладают свойствами, типичными для парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций. Этим вполне объясняются особенности локализации метаморфических разновидностей парагнейсов: дискретность их проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» минеральных парагенезисов друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними.

Зоны полифазной сдвиговой деформации одновременно были и зонами флюидного массопереноса, о чем однозначно свидетельствует отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфических процессов в их границах (рис. 2). Вещественные изменения при трансформации

гнейса-1 в гнейс-2 позволяют ставить вопрос о мантийном источнике флюидов. Отмечается повторимость эпизодов значительного сопряженного привноса калия, рубидия, углеродистого вещества (ныне – графит, эндогенные углеводороды газовой-жидких включений), благородных металлов в позднем архее и раннем протерозое [Ручьев, 2002; Ручьев и др., 2007].

С учетом роли и специфики деформационного процесса в генезисе минеральных фаций гнейсов, они в определенном смысле могут рассматриваться как продукты стресс-метаморфизма – проявления физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Эти проявления контролируют локализацию и механизм минералообразования, способны существенно влиять на tP-параметры среды эндогенеза, как, например, в случае прогрессивного метаморфизма второго этапа, они же создают условия для функционирования флюидного потока и масштабного массопереноса.

Физические причины проявления деформации в форме сдвиговых дислокаций, а также характер обусловленных ею изменений состава деформируемой среды, позволяют говорить об аллохимическом стресс-метаморфизме, как о существенной особенности развития беломорского комплекса пород, выделяющей его среди прочих образований Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука. 1979. 263 с.
- Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. С. 12-25.
- Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. С. 47-58.

- Ручьев А.М., Антонова Т.А., Кевлич В.И., Ковалевский В.В, Сафронов А.Н. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. С. 93-96.

О ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ БАЗАЛЬТОВ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

А.Я. Салтыковский¹, А.В. Патонин², В.М. Ладыгин³, Ю.К. Виноградов²

¹ – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, saltyk@ifz.ru

² – Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН,

³ – Геологический факультет МГУ

Большую роль при решении различных геофизических задач играет знание характера формирования магнитных свойств горных пород в тектонически-активных структурах земной коры (платформы, области складчатости, окраины континентов, активные вулканические зоны и пр.). Эта проблема крайне актуальна как при интерпретации региональных магнитных аномалий, так и при проведении палеомагнитных построений. Хорошо известно, что магнитная характеристика горной породы определяется составом ферримагнитных минералов – титаномагнетитов и гемоильменитов, входящих в состав многих магматических пород; эти фазы являются индикатором окислительного режима и Р-Т параметров при формировании магматических расплавов различного состава в разных геодинамических условиях, а также процессов дифференциации глубинных магм. Основу этих минеральных разновидностей составляют твердые растворы ульвошпинель-магнетит и ильменит-гематит. Естественно, что основное внимание исследователей уделялось условиям кристаллизации именно этой серии твердых растворов. В зарубежной [Fert[’]e, 2005; Kern, 1961; Nagata, 1970a, b; Ohnaka, 1968, 1969;] и отечественной литературе [Безуглая, Сковородкин, 1972; Трухин, Максимочкин, 1999 и др.] обсуждается связь магнитных характеристик горных пород с особенностями состава и структуры (фазовой однородности) ферримагнетитов – отмеченных выше твердых растворов, особое внимание в этих работах уделено возможным изменениям магнитных свойств в зависимости от испытываемых горной породой механических напряжений – деформациям, дислокациям, трещиноватости и пр., возникающим (как представляется авторам настоящей работы) в результате тектонических процессов. До последнего времени изучению магнитных свойств в ходе деформационных процессов при нахождении горных пород в стрессовых полях напряжений, уделялось мало внимания.

Особенности магнитных свойств горных пород, в частности, их магнитная анизотропия могут служить четким индикатором палеотектонических движений и геологической истории, как отдельных региональных структур, так и крупных блоков земной коры. В задаче этой работы

входило изучение деформационных свойств базальтов при одноосном сжатии с использованием прессы INOVA, причем магнитные характеристики испытываемых пород снимались до и после испытания образцов на их механическую прочность с тем, чтобы можно было бы сравнить изменение магнитных характеристик в зависимости от прилагаемых к образцам усилий на прессе.

Исследования магнитных характеристик выполнялись на астатических и термомагнитометрах для измерения индуктивной и остаточной намагниченности непосредственно в процессе их нагрева, на установках для снятия петель гистерезиса, создания нормальной и идеальной намагниченности и т.д. Эта работа выполнялась в лаборатории Древнего Геомагнитного поля Геофизической Обсерватории «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (рук. лаб. проф. В.П. Щербаков).

Объектом экспериментов являлись четвертичные недислоцированные базальты и андезитобазальты, отобранные с Срединного хребта Камчатки; один образец представлял собой неизменный палеогеновый базальт с вулканического плато Армении. Ниже приведены номера образцов и их местонахождение: 890904\9 – базальт, неизменный; Срединный хребет, Камчатка; 820904\19 – платобазальт, Вост. Камчатка, Озерковское месторождение золота; 1004.11 – андезитобазальт, Вост. Камчатка, мыс Гавен; 703-36 – то же, там же; 19-35 – андезитобазальт, Армянское вулканическое плато, р. Апаран. Весь материал тщательно отбирался на предмет отсутствия заметных трещин и явных дислокаций. Затем, из центральной части (чтобы избежать любых вторичных изменений образца) выпиливались кубики с размерами граней 10 мм.

Проведение механической прочности базальтов проводилось на управляемом прессе INOVA, изготовленном в 1984 году в Чехии по заказу Института физики Земли РАН. Пресс представляет собой программную управляемую гидравлическую систему с максимально развиваемым усилием до 100 тонн. С помощью программы управления выбираются и задаются необходимые режимы испытаний материалов. Нужная деформация задавалась ступенчато, причем ве-

личина одной ступеньки составляла 0.25 мкм. Точность определения нагрузки была ± 2.5 кг. Поток событий акустической эмиссии регистрировался пьезоэлектрическим датчиком; один раз в секунду проводился подсчет числа событий, превысивших заданный порог и их суммарная энергия. В ходе опытов регистрируются следующие физические параметры – осевая нагрузка, осевое перемещение, поток событий акустической эмиссии. Исследуемые образцы представляли собой кубики с размером грани 10 мм. Режим нагружения с постоянной скоростью деформации составлял $4 \cdot 10^{-5}$. Главное требование при эксперименте – не допустить полного разрушения образца. Для выполнения этого производился непрерывный визуальный контроль потока событий акустической эмиссии. По достижении этим потоком некоторого критического значения, определенного из предварительных испытаний, осевая деформация образца останавливалась. Эта пауза выдерживалась в течение, около 30-50 сек, в зависимости от материала образца. Критерий выдержки паузы – существенное уменьшение потока событий акустической эмиссии. Во время паузы происходили процессы релаксации породы, приводящие к уменьшению осевой нагрузки и уменьшению потока событий. Затем включался реверсионный режим и производилась разгрузка образца с той же скоростью деформации.

По результатам опытов были построены графики изменения осевой нагрузки и деформации, а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени (рис. 1.) Максимальные па-

раметры осевой деформации на графике: X – ось времени в сек. Ось Y – для нагрузки в кг, для числа событий акустической эмиссии в шт./сек., для задаваемой деформации в единицах смещения; одна единица смещения равна 0.25 мкм. Такого рода комплексный анализ ферромагнитных минералов с детальным изучением условий и характера наложенных процессов, приводящих к изменению состава и петромагнитных свойств ферромагнетиков, проводится, насколько нам известно, впервые.

Опыты показали, что произошла передислокация отдельных микроблоков и частичное, но сравнительно небольшое разрушение основного массива исходного материала. Исследование и сравнительный анализ магнитных свойств образцов до и после деформации показал незначительное изменение магнитной проницаемости, а также небольшой сдвиг петли гистерезиса. Опираясь на ранее разработанные методики, а также исходя из результатов предыдущих испытаний, для текущего проведения экспериментов на прессе INOVA предложен режим одноосного нагружения со слабым модулирующим воздействием на фоне осевой деформации с постоянной скоростью равной $1.0 \cdot 10^{-5}$. Это должно было позволить, по характеру акустической эмиссии, более четко разделить различные стадии деформирования, оценить степень влияния модуляции на текущее напряженное состояние и предполагалось, что внутренняя структура материала будет серьезно изменена. Эти изменения более ярко должны были проявиться в изменении магнитных свойств материала.

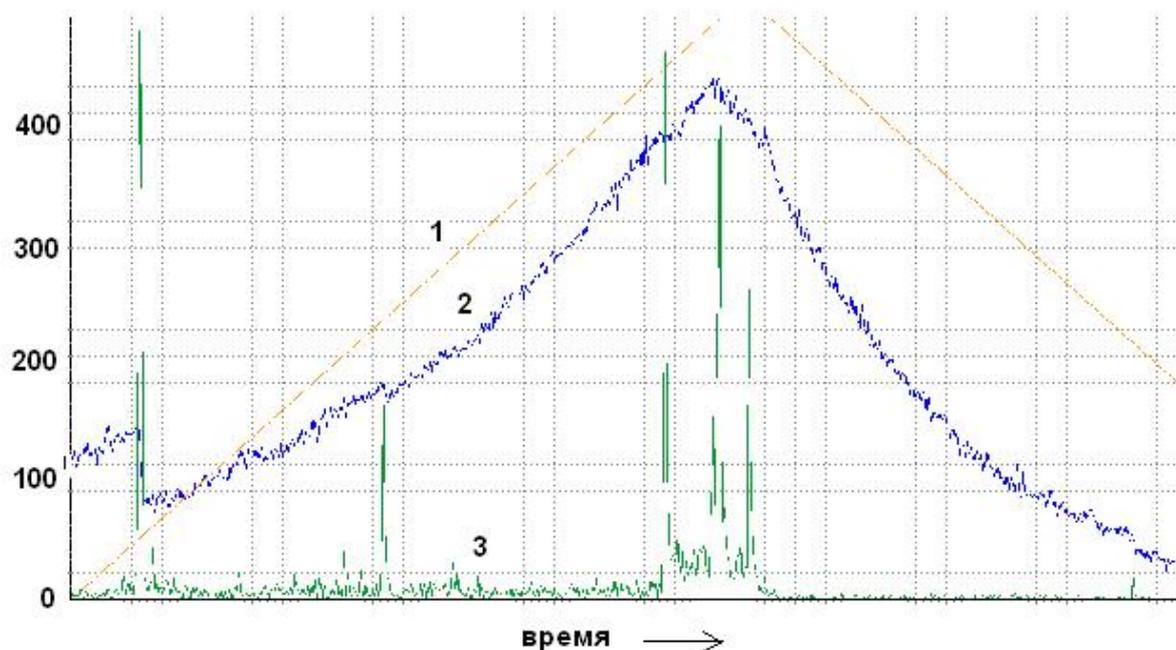


Рис. 1. Графики изменения осевой нагрузки (2) – в кг, заданной скорости деформации (1), а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени (3)

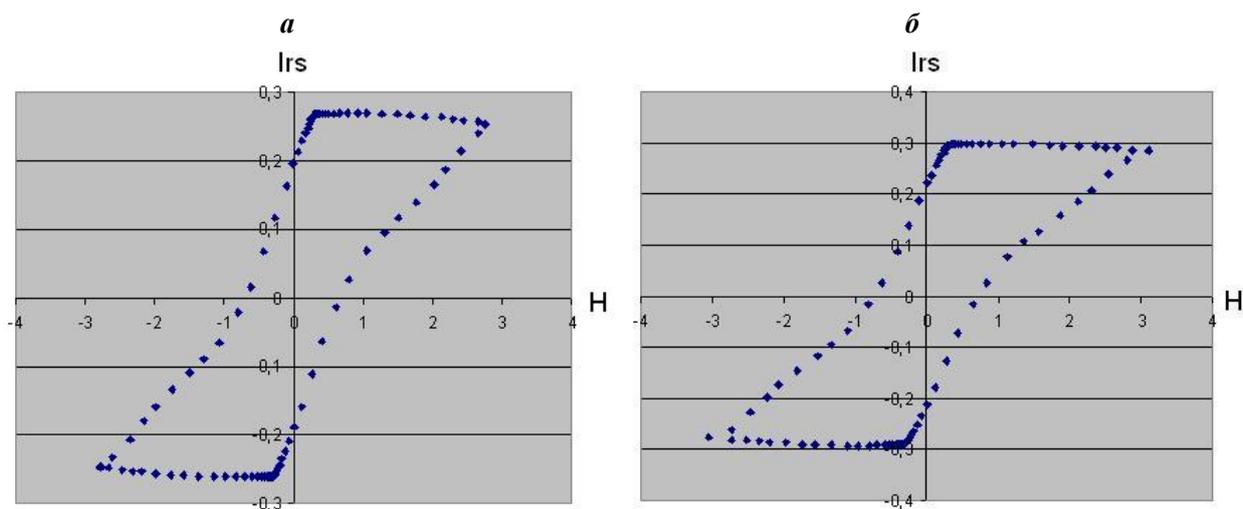


Рис. 2. Зависимость остаточной намагниченности образца базальта (Срединный хребет, Камчатка) от приложенного поля (10^{-3} эрстед) до (а) и после нагружения (б)

Таким образом, используя пресс INOVA, при одноосном сжатии была определена механическая прочность камчатских базальтов при одновременном исследовании их магнитных характеристик. По предварительным данным можно говорить о том, что большая часть опытных образцов не увеличивает свою остаточную намагниченность насыщения. В процессе деформации возникает очень жесткая компонента, не насыщающаяся даже в максимальных полях. В процессе механического воздействия на базальтовые породы возникает большое количество дефектов решетки, скопление дислокаций, возникающих в ходе приложения давлений [Салтыковский, Патонин, 2008].

Такие результаты могут служить основой для

последующих исследований магнитных свойств магматических горных пород, которые подверглись деформационным изменениям. Комплексный анализ ферромагнетиков с детальным изучением условий и характера наложенных процессов, планируется проводить и дальше на образцах базальтов и габброидов из Исландии. Такая работа нами уже проведена, результаты обрабатываются и в ближайшее время они будут опубликованы.

Авторы благодарны Ю.С. Геншафту, В.П. Щербакову и В.А. Цельмовичу за обсуждение и полезные консультации в ходе выполнения этой работы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-0500 335.

ЛИТЕРАТУРА

- Безуглая Л.С., Сквородкин Ю.П. Термоостаточная намагниченность горных пород при одноосном сжатии и температурах 20-200°C / Физика Земли. 1972. № 6. С. 76-80.
- Салтыковский А.Я., Патонин А.В. Структурно-деформационные изменения базальтов и их петромагнитные свойства / Мат. совещ. в Российском Государственном Геолого-Разведочном Университете «Проблемы магматической и метаморфической петрологии». М.: РГГРУ. 2008. С. 7-9.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Изменение намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры / Физика Земли. 1999. № 11. С. 3-14.
- Ferr'e E.C., Tikoff B., Jacksson M. The magnetic anisotropy of mantle peridotites. Example Twin Sisters dunite, Washington // Tectonophysics. 2005. № 398. P. 141-146.
- Kern J.W., Effect of stress on the susceptibility and magnetization of a partially magnetized multidomain system // J. Geophys. Rts. 1961. V. 66. P. 3807-3816.
- Nagata T. a) Anisotropic magnetic susceptibility of rocks under mechanical stresses // Pure Appl. Geophys. 1970. V. 78.
- Nagata T. b) Basic magnetic properties of rocks under the effect of mechanical stresses // Tectonophysics, 1970. P. 167-195.
- Ohnaka M. and Kinoshita H. // Effects of uniaxial compression on remanent magnetization. J. Geomag. Geoelect. 1968. V. 20 (2). P. 93-99.
- Ohnaka, M., Stability of remanent magnetization of rocks under compression – relation to the grain size of rock forming ferromagnetic minerals // J Geoelect. 1969. V. 21(2), P. 495-505.

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ ПРИБАЙКАЛЯ: ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

К.Ж. Семинский¹, А.В. Черемных¹, А.А. Бобров¹, Н.О. Кожевников²

¹ – Институт земной коры СО РАН, Иркутск, seminsky@crust.irk.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

В тектонофизике под разломами понимается не только узкая полоса тектонитов магистрального сместителя, но и существенно большая по размерам зона распространения всех генетически связанных с его формированием разрывов 2-го порядка [Разломообразование..., 1991]. В такой трактовке разломные зоны могут быть представлены на местности как протяженными сместителями магистрального типа (поздние стадии развития структуры), так и широкими полосами проявления парагенетически связанных разрывов 2-го порядка (ранние стадии развития структуры) [Семинский, 2003]. Выделение структур данного типа на местности имеет существенное практическое значение, поскольку позволяет определить границы распространения связанных с ними землетрясений, рудопроявлений, месторождений углеводородов и подземных вод. В то же время для большинства регионов эта задача трудно выполнима ввиду слабой обнаженности коренных пород для проведения структурного анализа на достаточно больших площадях. В таких условиях акцент исследований обычно смещается в сторону применения геофизических методов, но их возможности по отражению внутренней структуры разломных зон в их широком понимании изучены недостаточно.

Среди исследований по данной проблеме следует отметить работы по изучению строения сейсмоактивных разломов в скальных породах и в чехле рыхлых отложений, которые свидетельствуют о существенно разных возможностях геологических, геофизических и геохимических методов по выявлению отдельных структурных элементов и внешних границ зоны разрушения [Schulz, Evans, 2000; Suzuki et al., 2000; Chow et al., 2001; Ioannides et al., 2003]. Целью данного исследования было установить характер проявления в геофизических полях платформенных и рифтовых дизъюнктивов Зап. Прибайкалья, строение которых детально изучено прямыми структурно-геологическими методами. В отличие от предшественников особое внимание уделялось установлению наиболее общих особенностей проявления структуры в том или ином физическом поле. В связи с этим главными задачами были следующие: 1) подобрать и реализовать

в условиях Прибайкалья серию экспрессных полевых методов, позволяющих эффективно исследовать основные геофизические поля, ассоциирующиеся с разломами; 2) применить единые критерии выделения разломных зон и сопоставить положение их границ в полях различной природы; 3) выявить главные черты поля кажущегося удельного электрического сопротивления, магнитного и эманационного полей в зонах разломов, отличающихся масштабным рангом, типом и степенью тектонической активности.

Объекты и методы исследований. Объектами исследования являлись 26 разломных зон, располагающихся на 19 участках, 10 из которых относятся к центральной части Байкальского рифта (Приольхонье) и 9 – к смежной платформенной территории южного Приангарья. Платформенные участки находились в пределах крупных дизъюнктивных зон или охватывали локальные разломные структуры, активизировавшиеся в связи с байкальским рифтогенезом [Семинский и др., 2008]. В Приольхонье объекты исследования выбирались так, чтобы охарактеризовать главные дизъюнктивы, образующие «клавишную структуру» северо-западного плеча Байкальского рифта. Так, зоны Приморского, Кучелгинского, Улирбинского, Куркутского, Тутаевского и более мелких из изученных разломов северо-восточного простирания представляют борта различных по размерам впадин, сформировавшихся при рифтогенезе. Как известно [Плешанов, Ромазина, 1981; Delvaux et al., 1997; Мац и др., 2001], многие из этих дизъюнктивов заложились задолго до кайнозоя, а затем не раз активизировались на различных этапах тектонического развития территории. Одним из интенсивных воздействий на земную кору рассматриваемого региона было палеозойское сжатие в направлении СЗ-ЮВ, когда по северо-восточным разломам произошли масштабные взбросовые и надвиговые перемещения [Александров, 1990; Федоровский, 1997; Сизых, 2001; Семинский, 2003]. Кайнозойская история тектонических подвижек характеризовалась неоднозначностью: на раннеорогенной стадии рифтогенеза доминировали сдвиговые перемещения, а на позднеорогенной –

сбросовые [Delvaux et al., 1997; Мац и др., 2001]. Таким образом, среди объектов наших геофизических исследований были разломы разного типа (при преобладании кайнозойских сбросов и сдвигов), ранга (от генеральных до локальных) и степени активности (рифтовой и краевой платформенной).

Внутреннее строение дизъюнктивов исследовалось геолого-структурными методами. Был сформирован обширный банк данных по 135 точкам наблюдения, в 95 из которых сделаны статистические замеры элементов залегания трещин. Итогом обработки массовых наблюдений за разломами и трещиноватостью стали структурные разрезы, соответствующие каждому из выбранных для дальнейших исследований дизъюнктивов и позволяющие определить характер зональности их разрывной структуры, включая количественную оценку поперечных размеров полос проявления тектонитов главного сместителя и подзон распространения разрывов 2-го порядка. Для оценки ширины зоны повышенной трещиноватости, обрамляющей представленную наиболее крупными разрывами осевую часть дизъюнктива, использовались замеры плотности трещин на квадратный или погонный метр (D), измеренные с определенным шагом вдоль каждого из разрезов.

Методы геофизики, выбранные для изучения разломных зон, позволили охарактеризовать проявление их внутренней структуры в основных физических полях (эманационной, магнитной и геоэлектрической природы). Кроме того, немаловажным фактором при подборе методов была их экспрессность и простота реализации в полевых условиях. В итоге работ на изученных участках был реализован комплекс следующих методов полевой геофизики: эманационная съемка на радон и торон, магниторазведка и электроразведка методом симметричного профилирования. Магнито- и электроразведочные работы проводились на территории Приольхонья по стандартным методикам, вследствие применения которых были получены данные по вариациям модуля полного вектора магнитной индукции (T , мТл) и кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород (ρ_k , Ом·м) по, соответственно, 41 (1663 пункта измерений) и 30 (1023 пункта измерений) профилям, пересекающим изучаемые разломные зоны. Эманационная (радон-тороновая) съемка осуществлялась на всех участках при помощи полевого радиометра РРА-01М-03, позволяющего, согласно инструкции, одновременно фиксировать объемную активность радона-222 (Q , Бк/м³) и количество распадов торона (N) в пробе подпочвенного воздуха, забор которого осуществлялся при помощи про-

боотборного устройства (ПОУ-04). Измерения проводились днем (с 10 до 20 часов) в сухую погоду, причем проба воздуха закачивалась в радиометр с глубины 50 см, где, согласно проведенным экспериментам, влияние метеофакторов на величины Q и N существенно ослабевает. Общий объем эманационной съемки составил: 55 профилей, включающих 653 пункта измерений, располагавшихся обычно на 10-15 м друг от друга (при сгущении в центральных частях разломных зон до 5 м). Пункты эманационной съемки совпадали с местами замеров параметров T и ρ_k , которые, как правило, изучались с большей детальностью. Длина профилей во всех типах съемок определялась необходимостью полного пересечения разломной зоны с выходом на ее периферии к минимальным значениям параметров изучаемого геофизического поля.

Результаты исследований и их обсуждение.

Фактические данные, полученные для отдельных участков, иллюстрируются на примере разломной зоны мыса Онтхой в Приольхонье (рис. 1). Они включают структурно-геологические (рис. 1, А, В) и геоморфологические (рис. 1, Б) материалы, а также результаты радон-тороновой съемки, магнито- и электроразведок в виде графиков изменения параметров Q , N , T , ρ_k , D по одним и тем же профилям (рис. 1, Г). Рис. 1 может служить иллюстрацией тех особенностей выраженности разломных зон в разнотипных геофизических полях, которые являются наиболее общими для изученных в Прибайкалье дизъюнктивов. Ниже дается описание полей в отдельности, но выделение связанных с разломами аномалий в каждом из них осуществлялось единообразно: зона трассировалась величинами, большими или меньшими (в полях разного типа), чем среднее по профилю значение рассматриваемого параметра.

Поле радона. На каждом из профилей, пересекающем разломные зоны, положение последних отчетливо фиксируется наибольшими значениями объемной активности радона. В среднем по всем изученным объектам имеет место соотношение $M_D / M_Q = 0,7$, где M_Q и M_D представляют оценки ширины разломной зоны по размеру участков аномальных значений объемной активности радона и плотности трещин, соответственно. Анализ полученных в Прибайкалье данных и их сопоставление с эманационными материалами предшественников [King et al., 1993; Войтов, 1998; Ioannides et al., 2003; Zhang et al., 2005; Коваль и др., 2006 и другими], позволяют, несмотря на частные отличия эманаций у дизъюнктивов разного типа, ранга и тектонической активности, выделить серию свойственных им общих осо-

бенностей поля радона.

Существует отчетливая неравномерность изменения объемной активности радона по простиранию разломной зоны, т.к. соответствующие ей форма и величины аномалий Q на разных профилях в большей или меньшей степени отличаются друг от друга (рис. 1, Г-1,3). В поперечном направлении поле радона характеризуется еще более ярко выраженной изменчивостью. В целом она проявляется в уменьшении значений параметра Q от максимума в приосевой части зоны к ее периферии. При этом участок аномальных значений обычно асимметричен: в висячем крыле разломной зоны он имеет больший размер и характеризуется меньшим градиентом, чем в лежащем (рис. 1, Г-1). Иногда дизъюнктив выделялся в виде единого максимума, но чаще, – как серия соответствующих отдельным крупным разрывным нарушениям частных экстремумов: максимумов при заполнении сместителя трещиноватой разломной брекчией (рис. 1, Г-3) и минимумов, если тектонитом является глинка трения. У рифтовых разломных зон поле радона в целом отличается большей изменчивостью, тогда как для платформенных объектов типичны не контрастные вариации Q с единичным максимумом.

Отмеченные закономерности проявления радонной активности отчетливо согласуются с известными особенностями внутреннего строения разломных зон [Семинский, 2003], для которых в целом характерно увеличение плотности трещин и разрывов 2-го порядка от периферии к центру, чередование максимумов и минимумов данного параметра в продольном направлении, а также большая нарушенность одного из крыльев (обычно висячего) по отношению к другому. Различие проявлений платформенных и рифтовых дизъюнктивов в поле радона также обусловлено спецификой их строения. Первые из них, как правило, отражают раннюю стадию развития дизъюнктива в осадочном чехле платформы и проявляются в виде широких зон сгущения малоамплитудных разрывов 2-го порядка, тогда как вторые представлены сравнительно узким участком, в пределах которого имеет место главный сместитель и серия более мелких разломов оперения, представленных тектонитами.

Таким образом, главным фактором пространственной изменчивости поля радона является различная проницаемость для газов горного массива, обусловленная неравномерностью процесса разрывообразования в разломной зоне. Этот вывод в целом подтверждает коэффициент корреляции 0.72, полученный для взаимосвязи параметров Q и D , измеренных на располагающихся рядом эманационном и структурном поперечных

профилях, пересекающих каждую из изученных разломных зон. Отсутствие технической возможности измерения и последующей корреляции объемной активности радона и плотности трещин в одних и тех же точках (забор пробы воздуха производился из-под почвы, которая перекрывает пригодные для измерения D коренные породы) объясняет существенное отличие полученного коэффициента от единицы. Свой вклад в данном случае, кроме высокой восприимчивости поля радона к изменению дислоцированности пород в разломной зоне, вносят вариации метеоусловий, временные изменения интенсивности излучения от источника и др.

Поле торона при сопоставлении с радоновым обнаруживает более сложную структуру. Иногда вариации параметра N практически полностью совпадают с изменениями объемной активности радона (рис. 1, Г-1, 3). На других участках вариации N и Q в целом подобны при отличии в деталях. Наконец, на серии профилей при выделении разломных зон аномальными значениями обоих параметров, обнаруживается существенное несовпадение их вариаций. В одних случаях пиковые значения N и Q приурочены к располагающимся рядом точкам измерений, что отмечалось предшественниками для наиболее крупных разломов Байкальской рифтовой зоны [Коваль и др., 2006]. В других ситуациях эманации радона выделяют главный сместитель, а торона – его крылья. Учитывая, что характер эманаций в обоих случаях должен определяться проницаемостью субстрата разломной зоны, следует предположить, что несовпадение полей обусловлено различием материнских радионуклидов. Существенно меньший период полураспада торона (54.5 сек) по сравнению с радоном (3.8 сут.) свидетельствует об отражении в его поле более сложной, близповерхностной картины нарушенности горных пород в зоне разлома.

Поле кажущегося удельного электрического сопротивления. Изученные разломы выделяются аномальными величинами ρ_k , причем в подавляющем большинстве случаев это минимальные значения данного параметра. Для сравнительно небольших разломов положения аномальных участков, выявленных по значениям Q и ρ_k , пространственно совпадают, но ширина зоны в поле удельного электрического сопротивления обычно больше. Практически у всех крупных разломов Приольхонья (Приморский, Кучелгинский, Улирбинский, Куркутский) ширина аномалии ρ_k в 2 и более раз превышает размер участка аномальных значений Q , причем последний, как правило, занимает краевую часть минимума значений ρ_k , центр которого смещен в висячий блок (рис. 1, Г). В некоторых случаях это объясняется

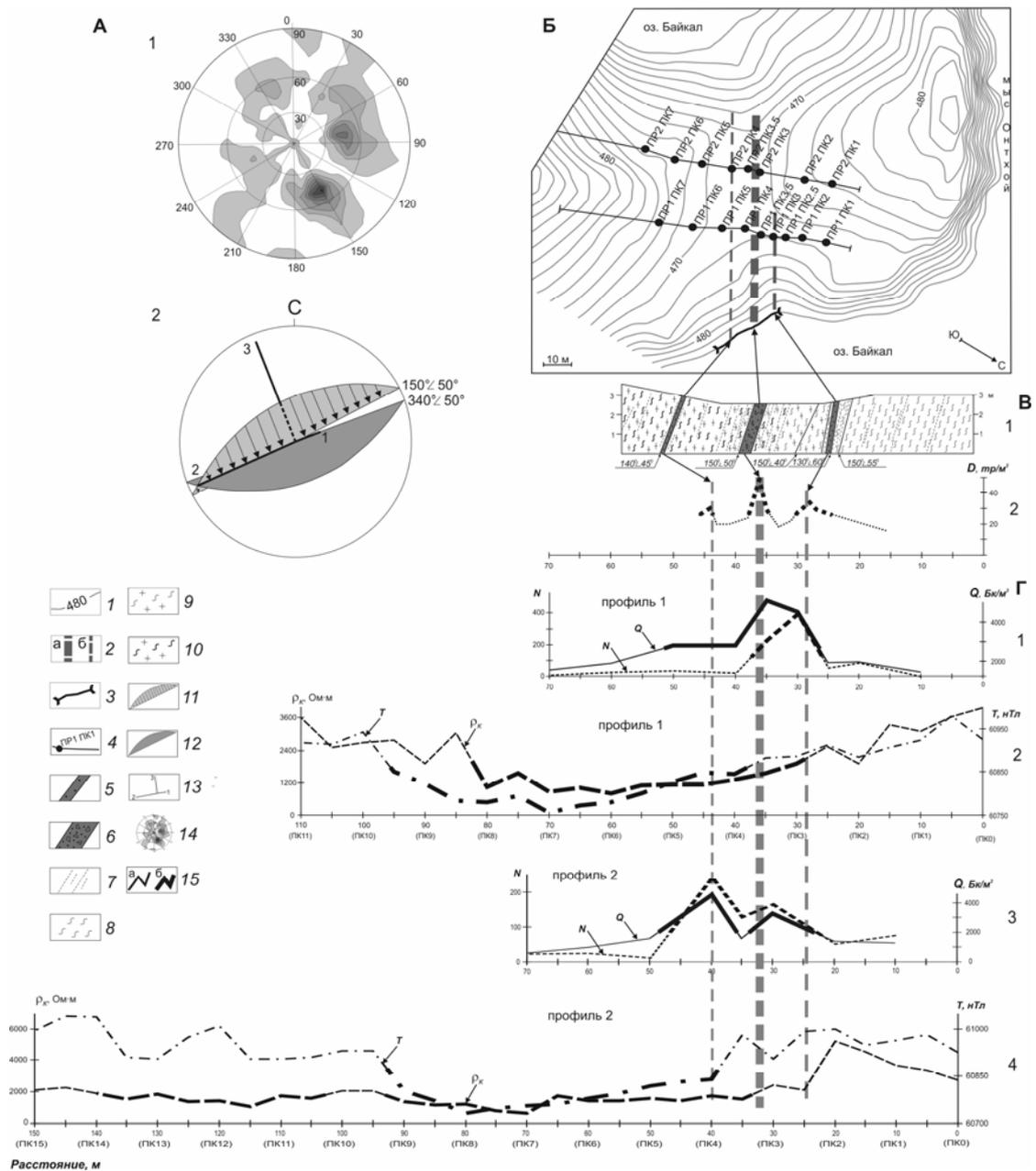


Рис. 1. Результаты структурно-геологических, геоморфологических и геофизических исследований разломной зоны, располагающейся на мысе Онтхой в Приольхонье (Зап. Прибайкалье).

А. Диаграмма трещиноватости (1) и решение о поле напряжений (2), в котором произошли последние подвижки по главному сместителю разломной зоны м. Онтхой.

Б. Расположение геофизических профилей на схеме горизонталей рельефа, построенной для участка исследований при помощи мобильного GPS-приемника с шагом между замерами 10 м (данные Е.И.Когута).

В. Структурно-геологический разрез (1), а также график вариаций плотности трещин в 1 м^2 (D) коренного выхода.

Г. Вариации объемной активности радона (Q), количества распадов торона (N), кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) и модуля полного вектора магнитной индукции (T) вдоль профилей 1 (Г, 1-2) и 2 (Г, 3-4).

1 – горизонталы рельефа; 2 – главный (а) и второстепенные (б) сместители разломной зоны; 3 – линия структурно-геологических наблюдений вдоль берегового обрыва; 4 – линии геофизических профилей (индексация и положение пикетов показаны только для эманационной съемки); 5–6 – второстепенные (5) и главный (6) сместители, представленные разнотипной брекчией дробления; 7 – интенсивно трещиноватые участки коренного выхода; 8 – гнейсы; 9 – гранито-гнейсы; 10 – древние милониты; 11–12 – плоскости сопряженных сколов, по которым определялись оси напряжений и направление скольжения (стрелки) по главному сместителю разломной зоны; 13 – оси напряжений (1 – ось сжатия, 2 – промежуточная, 3 – ось растяжения); 14 – диаграмма трещиноватости (100 замеров; уровни изолиний – 0.5-2.5 - ...%); 15 – отрезки графиков с величинами соответствующего параметра, меньшими (а) и большими (б) среднего арифметического значения по профилю

различием удельного электрического сопротивления пород в крыльях при их вертикальном перемещении по разломной зоне сбросового типа. В иллюстрируемой на рис. 1 и ряде других структурных ситуаций причиной отмеченного несоответствия является то, что в поле ρ_k отражается крупная зона древнего разлома, тогда как газовые эманации маркируют лишь ее краевую часть, активизированную на современном этапе рифтогенеза в результате перемещения крыльев по типу сброса (рис. 1, А). Причиной аномально низких удельных электрических сопротивлений в таких зонах может являться отличие их субстрата от вмещающих пород, как по петрофизическим свойствам (милониты и катаклазиты), так и по условиям обводненности (вследствие большей дислоцированности).

Магнитное поле иногда отражает наличие разломной зоны аналогично случаю, описанному выше для поля значений ρ_k (рис. 1, Г). Однако по большому счету в вариациях модуля полного вектора магнитной индукции разломные зоны Приольхонья проявляются наименее отчетливо. В зависимости от контраста магнитных свойств

тектонита и контактирующих по сместителю горных пород разломы могут не проявляться (2 случая) или проявляться в поле параметра T аномальными зонами, причем в последнем случае это могут быть участки минимальных, максимальных или, чаще всего (7 случаев), градиентных значений.

Таким образом, изученные дизъюнктивы в первом приближении выделяются максимумами эманаций радона и торона, минимумами кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород и градиентными изменениями магнитного поля. Вместе с тем, это не единичные сместители, а достаточно широкие зоны, сложное строение которых по-разному отражается в разнотипных геофизических полях. Приведенное выше описание подтверждается данными сопоставления их характеристик на количественном уровне. Устойчивые корреляционные зависимости обнаружены лишь для параметров поля радона и торона, да и то не на всех участках. Что же касается связей между величинами T и ρ_k друг с другом и с параметрами эманационных полей, то они отсутствуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение комплекса экспрессных методов полевой геофизики для ряда участков в центральной части Байкальского рифта и на смежной с ним платформенной территории позволило получить уникальную информацию по состоянию структуры и физических полей в разнотипных разломных зонах. На основе количественного анализа структурных и геофизических показателей установлено, что границы разломных зон отчетливо выделяются в каждом из полей по аномальным значениям характеризующих их параметров, которые отличаются в большую или меньшую сторону от среднего. Сопоставление поперечных размеров полученных таким образом аномальных зон, а также сравнение характера выраженности в разных геофизических полях разломных зон, отличающихся типом, рангом и степенью тектонической активности, позволили сделать выводы, которые можно распространить на существенно больший круг объектов, чем дизъюнктивы Прибайкалья.

1. Разломные зоны, как сложные трехмерные структурные элементы земной коры, проявляются в особенностях пространственного распределения радона и торона, модуля полного вектора магнитной индукции и удельного электрического сопротивления, причем детали этих распределений отражают разные особенности внутреннего строения дизъюнктивов.

2. Наибольшей неоднозначностью в плане

структурной интерпретации отличается магнитное поле, т.к. в нем отражается специфическое свойство субстрата, присутствие которого в дислоцированном горном массиве или образовавшемся тектоните не является обязательным. Существенно большей информативностью обладает поле кажущегося удельного электрического сопротивления, характеризующее как вещество, так и структуру, поскольку степень нарушенности горного массива в близповерхностном слое напрямую связана с его обводненностью, что отчетливо фиксируется в поле электрической природы. Двудина функция поля удельного электрического сопротивления позволила для крупных разломов Приольхонья выделить, с одной стороны, широкие зоны тектонитов, образовавшихся при масштабных тектонических событиях на докайнозойских этапах развития территории, а, с другой, - сравнительно узкие полосы интенсивно нарушенных пород, как активизированную в кайнозойскую часть древних дизъюнктивов. Активные разломные зоны с наибольшей отчетливостью проявляются в полях газовых эманаций, причем радон в этом плане более эффективен, т.к. торон ввиду малого времени существования отражает проницаемость близповерхностного слоя, являющуюся производной в том числе и процессов нетектонического происхождения.

3. Главные закономерности внутренней структуры разломных зон земной коры адекватно вы-

деляются в поле радона, т.к. его активность (кроме источника излучения) обусловлена степенью нарушения горного массива разноранговыми разрывами. Активные разломы проявляются в виде широких зон аномальных значений объемной активности радона, поперечные размеры которых, например, в Прибайкалье примерно в 1.4 раза больше ширины зоны повышенной трещиноватости, сформировавшейся в результате перемещения крыльев. Строение ассоциирующейся с разломом радоновой аномалии отличается ярко выраженной продольной и поперечной неоднородностью, обусловленной существенными вариациями в проницаемости субстрата разломной зоны для газовых эманаций. Обобщенный поперечный разрез линейно вытя-

нутой аномальной области характеризуется неравномерным повышением радоновой активности от периферии к осевой части, на фоне которого обособляется серия частных максимумов и минимумов, соответствующих положению отдельных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами.

Авторы благодарны кандидатам геол.-мин. наук А.С. Гладкову, В.В. Оленченко, Д.Л. Авгулевичу и инженеру Е.И. Когуту за активную помощь в сборе полевого материала по геолого-геофизическому строению разломов Прибайкалья.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (07-05-00061-а; 08-05-98062-сибирь-а).

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука. 1990. 103 с.
- Войтов Г.И.* Прогнозное значение радиевых и радоновых полей подземных водно-газовых систем Средней Азии // Физ. Земли. 1998. № 7. С. 72-84.
- Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А. и др.* Геохимическая активность разломов Байкольской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389-393.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.
- Плешанов С.П., Ромазина А.А.* Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука. 1981. С. 129-141.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др.* Новосибирск: Наука. 1991. 262 с.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «Гео». 2003. 243 с.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Радзиминович Я.Б., Черемных А.В., Бобров А.А.* Закономерности проявления активных разломов и сейсмичности на юге Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 4. С. 516-521.
- Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «Гео». 2001. 154 с.
- Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизонной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56-71.
- Chow J., Angelier J., Hua J.-J. et al.* Paleoseismic event and active faulting: from ground penetrating radar and high-resolution seismic reflection profiles across the Chihshang fault, eastern Taiwan // Tectonophysics. 2001. V. 333. P. 241-259.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G. et al.* // Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Pt. II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1-38.
- Ioannides K., Papachristodoulou C., Stamoulis K. et al.* Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones // Applied Radiation and Isotopes. 2003. V. 59. P. 205-213.
- King C.-Y., Zhang W., King B.-S.* Radon anomalies on three kinds of faults in California Pure and Applied // Geophysics PAGEOPH. 1993. V. 141. P. 111-124.
- Schulz S.E., Evans J.P.* Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults // J. of Struct. Geol. 2000. V. 22. P. 913-930.
- Suzuki K., Toda S., Kusunoki K. et al.* Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary // Eng. Geology. 2000. V. 56. P. 29-45.
- Zhang X.-J., Zhang H., Su H.-J. et al.* Geochemical feature of radon and mercury across Liujiapu active fault // Earthquake. 2005. V. 25. P. 87-92.

СДВИГОВАЯ ДЕФОРМАЦИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЭТАЖНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ю.Ф. Соколова

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

Опыт предыдущих исследований [Мясников, 1987, Соколова, 1992] показывает, что сдвиговые деформации проявляются в земной коре по-разному как во времени, так и в пространстве. На разных масштабных уровнях сдвиговая деформация выявляется то по зонам катаклаза и милонитизации, то по характерным асимметричным складчато-разрывным структурам, то невозможностью отличить разрывные границы от обычных стратиграфических. С глубиной она становится все более проникающей. Если в самых верхних этажах коры она затрагивает границы блоков, то на более глубоких уровнях проявляется сдвиг отдельных литонов, а еще глубже – межзерновая и даже внутризерновая сдвиговая деформация.

Информацию о глубинных зонах коры несут в себе: 1) метаморфические комплексы, выведенные на поверхность обычным «медленным» путем и испытавшие в свое время на глубине структурно-метаморфические изменения (частично утраченные в процессе длительного подъема); 2) коровые ксенолиты – «быстро» вынесенные на поверхность молодыми базальтами небольшие объемы вещества, слагающие недоступные непосредственному исследованию области земной коры и являющиеся как бы моментальным снимком состояния глубинных зон.

Исследования метаморфических комплексов разных регионов и, в особенности, Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) позволили выделить в коре тектонически активных зон структурно-метаморфические уровни или этажи [Соколова, 1992]. Эти этажи отличаются различным реологическим поведением и разделены некоей границей с температурной характеристикой T приблизительно равной половине T плавления. Выше этой границы породы претерпевают метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, минеральная линейность перпендикулярна шарнирам складок, сдвиговая деформация выражается зонами катаклаза по границам блоков, в микромасштабе деформация осуществляется за счет межзерновой диффузии (при низких скоростях деформации и низкой температуре) или с помощью ползучести дислокаций (при более высоких скоростях деформации и температуре). (Механизмы деформации микроуровня известны из карт деформации, полученных для

кальцита, кварца, оливина, а также некоторых металлов). Ниже этой границы проявлен метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизация, минеральная линейность параллельна шарнирам складок, сдвиговая деформация становится более проникающей, действуя на межзерновом уровне вызывает процесс дилатансии, в микромасштабе деформация осуществляется за счет внутризерновой диффузии (при более низких значениях скоростей деформации и касательных напряжений) или путем скольжения дислокаций (при более высоких скоростях деформации и (или) больших касательных напряжениях). Дилатансия способствует проникновению флюидов, участвующих в процессе гранитизации (что и наблюдалось в районе Западного Прибайкалья БРЗ).

По данным изучения коровых ксенолитов (на примере ксенолитов из кайнозойских базальтов Центрального Хангайского массива С. Монголии и ксенолитов хребта Хамар-Дабан БРЗ) выявляется процесс частичного плавления [Соколова, 1992, Миронова, 1999]. Участки и пленки стекла, подплавленные минералы и частично раскристаллизованное стекло образуются преимущественно в межзерновых промежутках (рис. 1), нередко по линейным текстурам (наследия их) (рис. 2), по S-образным трещинам сдвига. Участки частичной раскристаллизации стекла напоминают зоны бластокатаклаза в метаморфических породах. Доказано, что частичное плавление не связано с попаданием ксенолитов в несущий их базальтовый расплав – нет зависимости степени плавления от близости к контакту, не все ксенолиты подплавлены, химические составы стекол внутри ксенолитов и составы вмещающих базальтов различны. В пользу деформационной природы процесса частичного плавления кроме деформационных текстур свидетельствует неравномерность проявления подплавления как во времени, так и в пространстве. На это указывает наличие в одном образце зон с «предрасплавленным», расплавленным и «послерасплавленным» состоянием. Межзерновое плавление проявлено в большей степени в тектонически более активной БРЗ, чем в Ц.Хангайском массиве С.Монголии, что также подтверждает связь межзернового плавления со сдвиговыми деформациями, так как именно в тектонически активных районах проявляется наибольшее отклонение распределения давления от литостатического

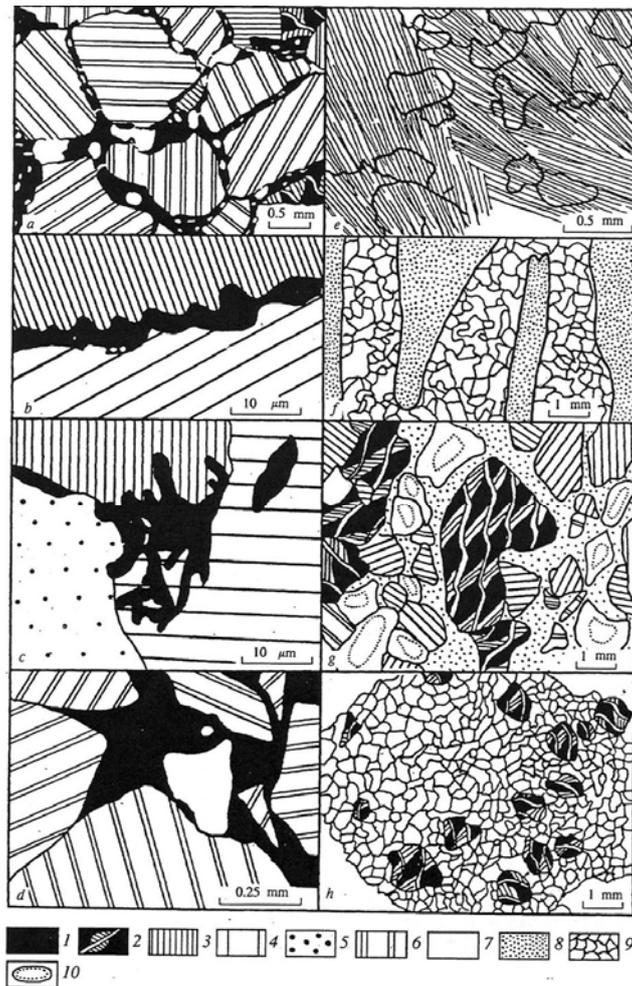


Рис. 1. Частичное плавление в коровых ксенолитах (рис. по фотографиям шлифов): а, b, c, d – пленочное стекло в межзерновых промежутках, е – радиально-лучистые агрегаты с просвечивающей реликтовой гранобластовой текстурой, f – частично подплавленные зоны в фельдшпатоидной породе, g – текстура частичного плавления, напоминающая бластокластическую, h – новообразованные непросвечивающие агрегаты; 1 – темное стекло, 2 – темно-бурые непросвечивающие образования, 3 – клинопироксен, 4 – биотит, 5 – гранат, 6 – плагиоклаз, 7 – кварц, 8 – частично подплавленная лейкократовая порода, 9 – тонкозернистая кварц-полевошпатовая порода, 10 – скопления радиальных и полосчатых плагиоклазовых агрегатов



Рис. 2. Пересечение линейности оплавленного пироксена (L1) с линейной ориентировкой пленочного стекла (L2) в сланце (а) и увеличенная деталь (в) (рис. по фотографиям шлифов). Условные обозначения те же, что и на рис. 1

[Мясников, 1986, Соколова, 1992, Миронова, 1999].

Сдвиговая «добавка» к литостатическому давлению на разных глубинах в сочетании со скоростями деформации, термическими условиями и составом породы приводит к следующим реологическим последствиям. 1) В случае быстрых деформаций и относительно невысоких температур межзерновые сдвиговые деформации обуславливают дилатансию, которая облегчает проникновение флюидов (в том числе гранитизирующих). 2) В случае низких и средних скоростей деформации и умеренно высоких температур межзерновые сдвиговые деформации смещают метаморфические реакции, при этом среди метаморфических пород образуются участки, линзы более высокометаморфизованных пород. 3) В условиях сильного прогрева и достаточно высоких скоростей деформации межзерновое скольжение приводит к процессу частичного плавления – образованию пленок расплава, окружающих минеральные зерна, превращая глубинное коровое вещество в двухфазную среду

– чрезвычайно подвижную и текучую.

Кроме выделенной нами в континентальной коре температурной характеристики границы раздела (T примерно = 0.5 $T_{\text{плавления}}$), можно предположить еще одно свойство границы раздела, а именно: сопоставимость величины литостатического давления и сдвиговой добавки к нему за счет межзерновых сдвиговых деформаций.

Таким образом, в средней-нижней части континентальной коры тектонически активных зон находятся области (линзы, слои?) повышенной подвижности, текучести вещества, связанные с проявлением сдвиговых деформаций. Такие слои, возможно, соответствуют внутрикоровым волноводам повышенной электропроводности.

Предполагается в дальнейшем проследить связь сдвиговой деформации с тектонической цикличностью разного порядка, обусловленной приливными силами в процессе изменения скорости вращения системы Земля – Луна – Солнце.

Работа выполняется при поддержке гранта 07-0500387.

ЛИТЕРАТУРА

Миронова Н.А., Соколова Ю.Ф., Геншафт Ю.С., Смольская А.И. Частичное плавление коровых ксенолитов из базальтов Байкало-Монгольского региона // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 58-69.
Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме

горных пород // ДАН АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 156-161.

Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17-26.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ КАК ЗОНЫ ИНТЕНСИВНЫХ МЕЖГЕОСФЕРНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ

А.А. Спивак

Институт динамики геосфер РАН, Москва, spivak@idg.chph.ras.ru

Сложная картина вертикальных и горизонтальных движений земной коры, ее напряженно-деформированное состояние определяются разветвленной структурой тектонических нарушений, разбивающих среду на блоки разного иерархического уровня. Границами структурных блоков являются тектонические нарушения разного ранга (тектонические разломы и трещины). Термином «разлом» часто обозначают разрывные нарушения фундамента либо скальных массивов горных пород на приповерхностных участках земной коры [Несмеянов, 2004], предполагая при этом, что разломы фундамента не всегда отражаются в структурных особенностях осадочного чехла [Макаров и др., 2007].

Вместе с тем имеются подтверждения тому, что крупные глубинные структуры практически всегда проявляются в осадочном чехле достаточно узкими зонами повышенной трещиноватости и флюидопроницаемости, а также поэтажными аномалиями геофизических полей, градиентными морфоструктурными проявлениями и т.д. [Анисимова, Короновский, 2007; Николаев и др., 2002; Юдахин и др., 2003; Горбунова, Иванченко, 2004]. Инструментальные исследования разрывных нарушений на платформенных участках земной коры, которые, как правило, характеризуются достаточно мощным осадочным чехлом [Николаев и др., 2002; Воейкова и др., 2007], свидетельствуют о наличии в большинстве случаев соответствия между разрывными нарушениями чехла и фундамента [Анисимова, Короновский, 2007], что позволяет трактовать структуры осадочного чехла как разломы земной коры.

В настоящей работе под разломами понимаются линейно простирающиеся структуры земной коры в виде динамических зон, характеризующихся выраженными структурными особенностями, повышенными градиентами вертикальных и горизонтальных движений поверхности земной коры, морфологическими признаками на поверхности в виде, например, флексуобразных перегибов, а также интенсивными межгеосферными взаимодействиями, повышенными временными вариациями геофизических полей и градиентами пространственных распределений их амплитудных и спектральных характеристик.

Изучение свойств и поведения тектонических разломов представляет значительный интерес

как для понимания наблюдаемых геодинамических процессов в земной коре, так и для установления основных механизмов и закономерностей межгеосферных взаимодействий на границе земная кора-атмосфера.

В рамках настоящих исследований в течение 2003-2007 гг. выполнялись комплексные инструментальные наблюдения за геофизическими полями в зонах влияния Ногинской тектонической структуры (северная окраина Московского авлакогена) и Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны (южная окраина Пачелмского авлакогена).

Исследование пространственно-временных особенностей геофизических полей на этих участках земной коры свидетельствуют о значительной роли тектонических нарушений в формировании режимов геодинамических процессов и показывают, что разломы являются особыми зонами, в которых интенсивность энерго- и массообмена между литосферой и атмосферой максимальна. Более того, именно в зонах разломов максимально проявляются процессы, связанные с обменом энергии между геофизическими полями разной природы, а также формированием отклика твердой геосферы на слабые внешние воздействия в виде твердого прилива и возмущений барического поля атмосферы.

Вследствие высокой проницаемости тело разлома представляет собой концентрированный канал преимущественной миграции подземных флюидов. Потоки подземных газов в зонах разломов существенно превышают фоновые. Например, регистрация объемной активности радона R в подпочвенной атмосфере показывает, что в зонах разломов абсолютная интенсивность газовых эманаций в 3-6 раза выше по сравнению с серединными участками структурных блоков (рис. 1) [Адушкин и др., 2006]. В результате синхронных измерений установлена высокая корреляция между радоновыми эманациями по разломам и напряженностью электрического поля (вертикальная компонента) в приземной атмосфере, что можно рассматривать как свидетельство трансформации энергии флюидодинамических процессов в энергию электрического поля (рис. 2).

Тектонические нарушения оказывают существенное влияние на характеристики микросейсмических колебаний. Повышенная свобода

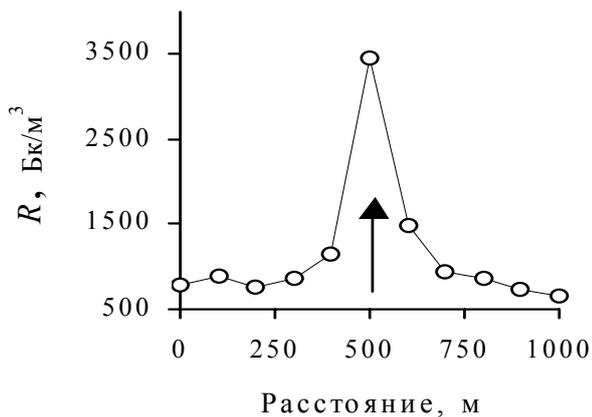


Рис. 1. Объемная активность радона вдоль трассы, пересекающей нарушение (вертикальная стрелка – середина разлома)

деформирования структурных блоков в зоне влияния нарушения определяет повышенную интенсивность релаксационных процессов, а, следовательно, – сейсмической эмиссии в виде импульсных сигналов волнового типа [Спивак, Кишкина, 2004]. Как показывают многочисленные микросейсмические наблюдения очаги импульсов релаксационного типа концентрируются в окрестности тектонических разломов [Адушкин, Спивак, 2006]. Это позволяет идентифицировать динамически активные структуры, приуроченные к разломным зонам, на поверхности земной коры. Привлекая статистические данные об интенсивности релаксации (количество микросейсмических импульсов, их амплитудные и энергетические характеристики), можно осуществлять ранжирование разломов по их активности.

Разломы являются важным элементом в трансформации энергии между геофизическими полями. Например, распространение сейсмических волн через разломы сопровождается в ряде случаев вариациями напряженности электрического и индукции магнитного поля на границе земная кора-атмосфера [Спивак и др., 2004]. В качестве примера на рис. 3 представлены результаты синхронной регистрации сейсмических колебаний, электрического и магнитного полей в зоне влияния тектонического нарушения II порядка относительно Нелидово-Рязанской тектонической структуры. Указанный эффект устойчиво регистрируется при амплитудах сейсмического сигнала свыше 5-10 мкм/с. По мере снижения амплитуды сейсмического сигнала вероятность возникновения амплитудных вариаций электромагнитного поля существенно уменьшается и определяется свойствами конкретного участка разлома.

Характерной особенностью электрического

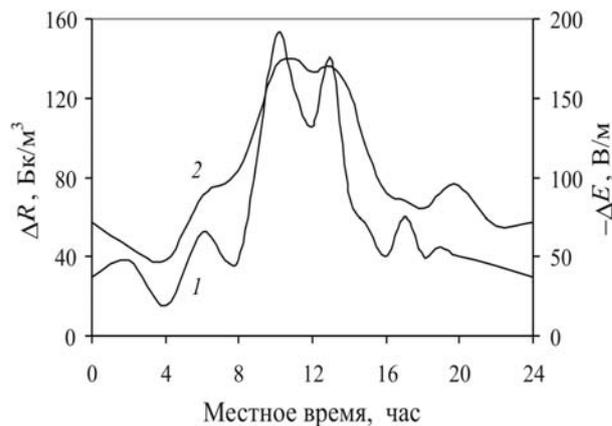


Рис. 2. Изменения объемной активности радона R (1) и вертикальной компоненты напряженности электрического поля E (2) в приземном слое атмосферы

поля в грунте (горизонтальная компонента) является наличие импульсных колебаний на участках земной коры, прилегающих к зонам тектонических разломов. При этом количество и амплитуды регистрируемых импульсов зависят от современной активности тектонической структуры. Для примера: если в зоне активной на современном этапе Курайской тектонической структуры (Горный Алтай) регистрируется до 200 импульсов в час, то в зоне Нелидово-Рязанской тектонической структуры таких импульсов регистрируется не более 10 в час [Адушкин и др., 2006].

Синхронные измерения показывают, что электрические и микросейсмические импульсы, зарегистрированные на расстояниях, не превышающих 1-2 км от источника, как правило, сопутствуют друг другу. Отмечается также совпадение их статистик [Соловьев, Спивак, 2007]. Расстояния до источника, определенные сейсмическим методом и по разности времен регистрации электрического и сейсмического сигнала практически совпадают. Это позволяет сделать вывод о единстве источника сейсмических и электрических сигналов. В результате деформирования структурного блока в стесненных условиях возникают колебания среды, распространяющиеся в виде импульса волновой формы. Одновременно с этим генерируется электрический сигнал, формирование которого связано, вероятнее всего, с электрической поляризацией необводненных горных пород при резком изменении напряженно-деформированного состояния (аналог ударной поляризации) [Соловьев, Спивак, 2007]. Выполненные для этого случая расчеты демонстрируют хорошее совпадение расчетных и наблюдаемых амплитуд электрических сигналов (рис. 4), и, таким образом, свидетельствуют о правомерности использования указанной модели.

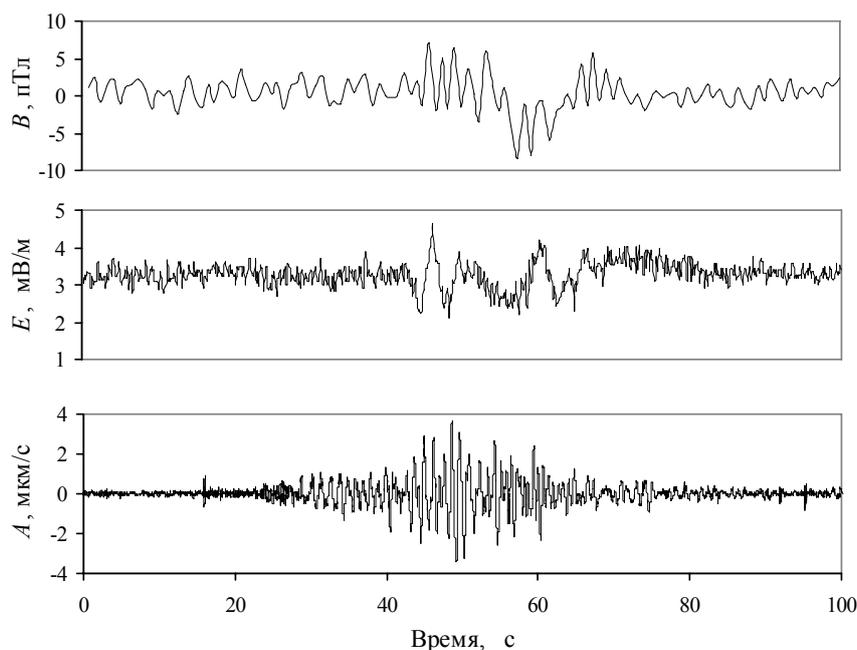


Рис. 3. Амплитудные вариации индукции магнитного поля B и электрического поля E на границе земная кора-атмосфера при распространении сейсмического сигнала амплитудой A (нормальная к разлому компонента) через тектоническое нарушение II порядка

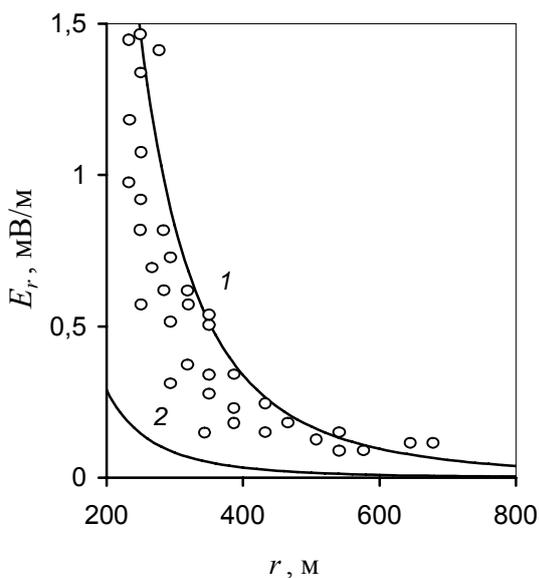


Рис. 4. Амплитуда электрического сигнала с расстоянием до источника; точки – эксперимент; сплошные линии – расчет по модели при величине дипольного момента p , Кл·м: 1 – 10^{-6} ; 2 – 10^{-7}

Тектонический разлом является геологическим телом [Ребецкий, 2008; Wibberley et al., 2008], которое состоит из материала, представленного в первом приближении горной породой разной степени дробления. Повышенная подвижность дробленной горной породы в теле разлома определяет специфически высокую реакцию самого разлома и среды, находящейся в зоне его влияния, на слабые внешние воздействия. Например,

слабое возмущение земной коры в виде приливных деформаций вызывает вариации амплитуды микросейсмических колебаний в некоторых диапазонах частот, интенсивности релаксационных и эманационных процессов как на самих разломах, так и на участках, расположенных в его окрестности [Адушкин, Спивак, 2005].

В качестве примера на рис. 5 приведены совместно вариации приливной силы F и среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 7-10 Гц. Данные свидетельствуют о высокой корреляции величин A и F при некотором опережении реакции микросейсмического фона на внешнее силовое воздействие (максимум амплитуды микросейсмического фона совпадает с максимумом производной F').

Пример реакции эманационного поля радона представлен на рис. 6. Отчетливо видно, что периодичность и цикличность временных вариаций объемной активности подпочвенного радона соответствует вариациям вертикальной составляющей приливной силы F . При этом амплитуда вариаций эманационного поля на разломе значительно превышает абсолютные значения и вариации R на серединном участке структурного блока.

На участках земной коры, характеризующихся повышенной тектонической нарушенностью, наблюдается более интенсивный отклик среды на барические возмущения атмосферы. При этом барические возмущения циклонического происхождения вызывают амплитудные вариации мик-

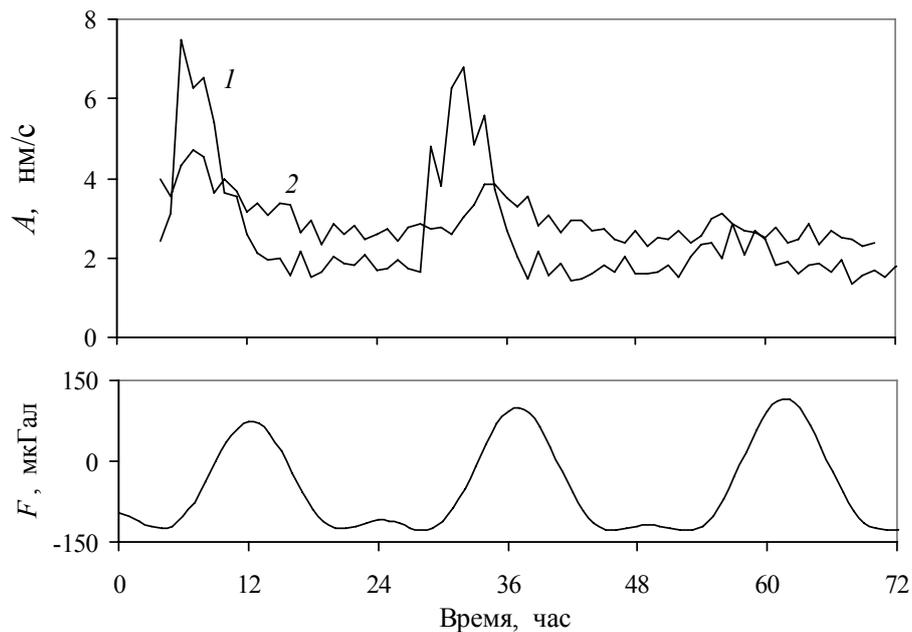


Рис. 5. Вариации амплитуды среднеквадратической микросейсмического фона в диапазоне частот 7-10 Гц в пунктах, расположенных на разломе II порядка относительно Нелидово-Рязанской тектонической структуры (кривая 1 на верхней панели) и вне зоны его влияния (кривая 2 на верхней панели); нижняя панель – вертикальная составляющая приливной силы

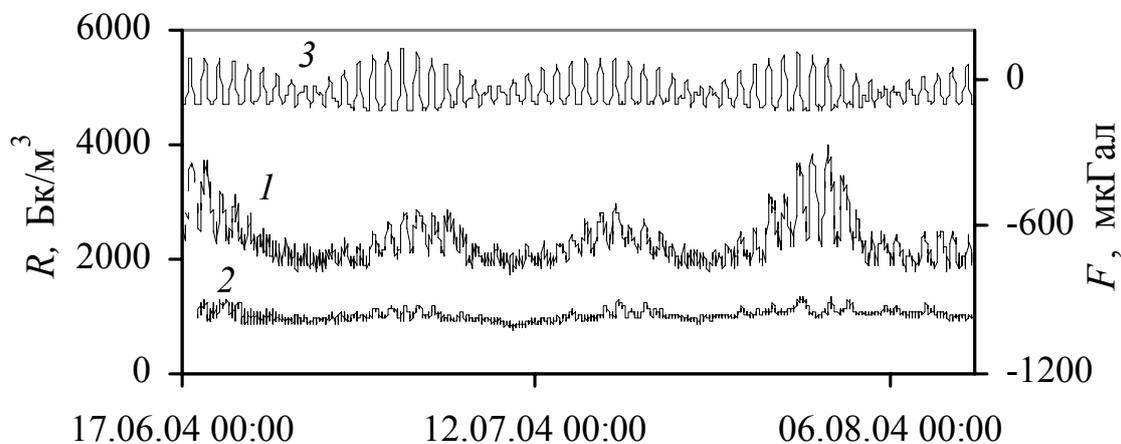


Рис. 6. Вариации объемной активности подпочвенного радона R в пунктах регистрации, расположенных на разломе (1) и на срединном участке примыкающего к разлому структурного блока (2); 3 – вертикальная составляющая приливной силы

вариации микросейсмических колебаний в диапазоне частот 0.03-1 Гц (рис. 7), а микробарические возмущения, связанные с прохождением атмосферных фронтов – в диапазоне 4-8 Гц (рис. 8). Особо следует отметить, что более слабые и менее длительные по сравнению с циклонами микробарические вариации вызывают также существенное увеличение интенсивности релаксационных процессов в среде, что проявляется

в виде значительного увеличения количества импульсных сейсмических событий релаксационного типа при прохождении атмосферных фронтов (рис. 9). При этом важно отметить, что существует определенный тип активных разломов, которые играют роль не только структурных границ, но одновременно являются границами участков земной коры, которые отличаются интенсивностью ностью геодинамических про-

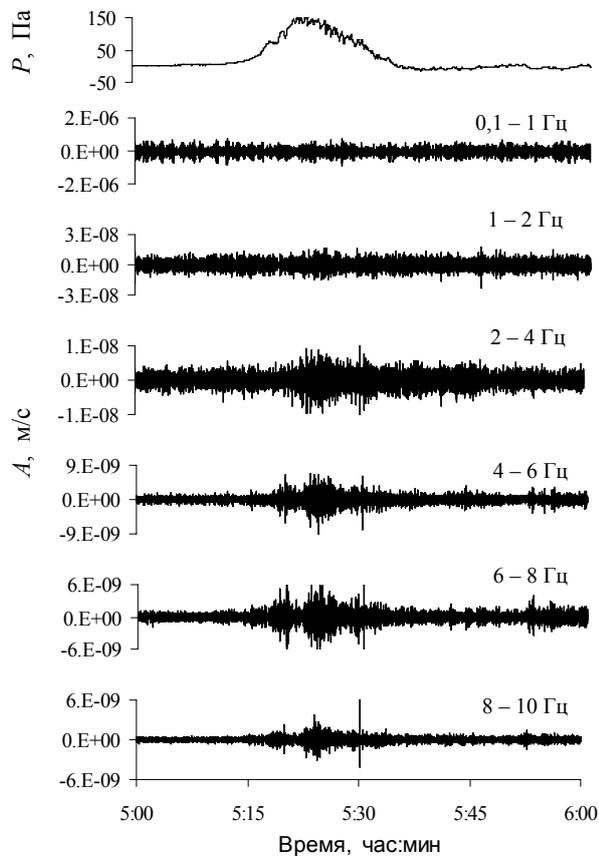


Рис. 8. Вариации амплитуды вертикальной компоненты микросейсмического фона в период прохождения холодного атмосферного фронта 05.06.2006 г. в разных диапазонах частот; P – амплитуда микробарических вариаций

цессов и межгеосферных взаимодействий [Адушкин, Спивак, 2005].

В заключение следует отметить, что разломы представляют собой особые зоны земной коры, характеризующиеся повышенной интенсивностью геодинамических процессов и одновременно – высокой реакцией на слабые внешние воз-

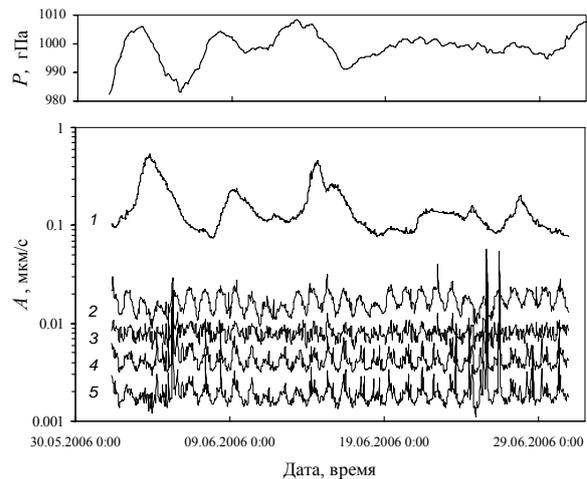


Рис. 7. Вариации объемной активности подпочвенного радона R в пунктах регистрации, расположенных на разломе (1) и на срединном участке примыкающего к разлому структурного блока (2); 3 – вертикальная составляющая приливной силы

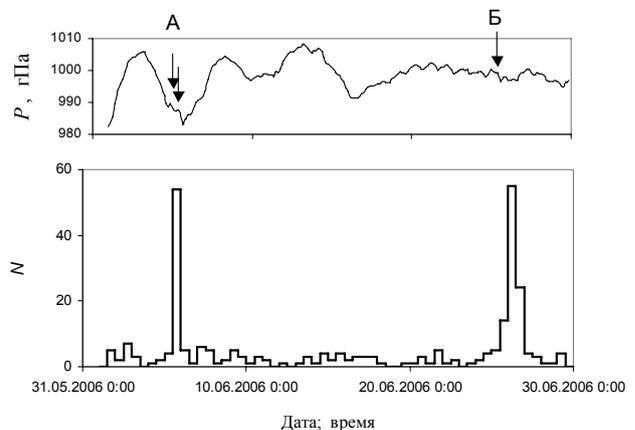


Рис. 9. Количество импульсных микросейсмических событий релаксационного типа N в период интенсивной циклонической деятельности в районе регистрации (стрелками обозначены времена прохождения атмосферных фронтов)

мущения по сравнению с срединными участками структурных блоков земной коры. Это определяет необходимость проведения более детальных исследований, направленных на установление свойств разломов и зон их влияния, а также их временных вариаций за разные периоды времени.

ЛИТЕРАТУРА

Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // Доклады РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92-97.
Адушкин В.В., Спивак А.А. Микросейсмичность и

интенсивность релаксационных процессов в земной коре // Доклады академии наук. 2006. Т. 408, № 4. С. 532-534.
Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б. и др. Динамические процессы в системе взаимодей-

- ствующих геосфер на границе земная кора-атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34-51.
- Анисимова О.В., Короновский Н.В.* Линеаменты центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента // Геотектоника. 2007. № 4. С. 71-90.
- Войкова О.А., Макаров В.И., Несмеянов С.А.* Изучение приповерхностных новейших разрывных нарушений платформ при инженерных изысканиях // Геоэкология. 2007. № 3. С. 267-280.
- Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н.* Структурно-тектоническое районирование Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны с привлечением данных дистанционного зондирования // Динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. 2004. С. 91-105.
- Локтев Д.Н., Сивак А.А.* Вариации высокочастотной составляющей микросейсмического фона при барических возмущениях атмосферы. ДАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 387-390.
- Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М.* Современные геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. № 2. С. 99-110.
- Несмеянов С.А.* Инженерная геотектоника. М.: Наука. 2004. 780 с.
- Николаев В.Г., Гарецкий Р.Г., Фйзберг Р.Е., Ковхуто А.М.* Разломы Московской синеклизы // Геотектоника. 2002. № 6. С. 38.
- Ребецкий Ю.Л.* Разломы как особое геологическое тело. Модель развития крупномасштабного хрупкого разрушения // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС. 2008. С. 418-420.
- Соловьев С.П., Сивак А.А.* Электромагнитные эффекты при релаксационных процессах в земной коре неоднородного строения // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 823-827.
- Сивак А.А., Кишкина С.Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35-49.
- Сивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Лукишов Б.Г. и др.* Результаты комплексных инструментальных наблюдений на геофизическом полигоне ИДГ РАН «Михнево» // Динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. 2004. С. 13-25.
- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Уро РАН. 2003. 299 с.
- Wibberly A.J., Yielding G., Di Toro G.* Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review // The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties. Geological Society: London. 2008. V. 299. P. 5-33.

ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ КАК ФАКТОР ЭКЛОГИТИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ЗОН СДВИГА РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

¹ – Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru

² – Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kozlovane@afmgtu.apatity.ru

Раннепротерозойская эклогитизация базитов района села Гридино, центральная часть Беломорского подвижного пояса (схема на рис. 1) приурочена к пластическим зонам сдвига [Травин, Козлова, 2005]. Район сложен, в основном, архейскими гнейсогранитами. Зоны сдвига, с которыми связана эклогитизация, субвертикальны, имеют ширину от полутора до нескольких десятков метров, а в процесс эклогитизации вовлечены как небольшие тела базитов, заключенные в гнейсограниты, так и раннепротерозойские дайки.

Равновесный парагенезис Omp-Grt-Opx-Hbl-Pl-Qtz в эклогитизированных породах района является свидетельством барических условий, отвечающих малоглубинной Pl-эклогитовой

субфации [Korikovskiy, 1999; Korikovskiy et al., 2003] при $T \sim 750^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 10\text{--}12$ кбар., что подтверждается данными термобарометрии по изученным образцам из нескольких пластических зон сдвига.

Дискретность проявления процесса эклогитизации, локализованность его в пластических зонах сдвига, схожа с описанной в районе Бергенских дуг Западной Норвегии [Austrheim, Griffin, 1985 и др.]. В настоящем сообщении на примере одной из зон сдвига района мы рассматриваем типичные синдеформационные структурные и минеральные преобразования пород, связанные с пластическими зонами сдвига района села Гридино и показывающие роль пластической деформации в эклогитизации.

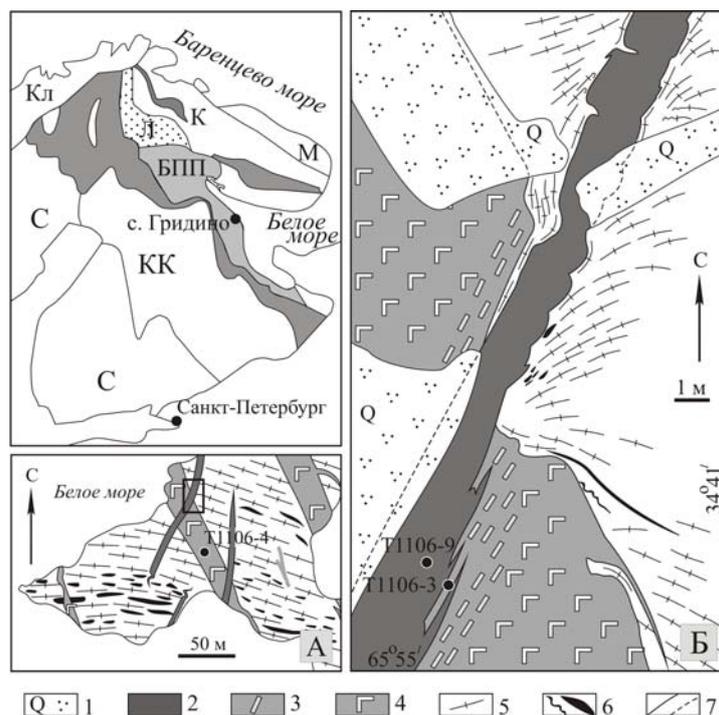


Рис. 1. Положение района села Гридино в структуре восточной части Балтийского щита (тектоническая схема по [Володичев и др., 2004]), А – схема геологического строения западной части о-ва Воротная Луда, по В.С. Степанову [1990] с упрощениями; Б – геологическая схема обн. Т1106 (прямоугольник на рис. А).

1 – четвертичные отложения; 2 – дайка метагаббро (эклогиты); 3–4 – дайка комплекса лерцолитов-габброноритов (около 2.45 млрд. лет): 3 – эклогиты, 4 – слабоизмененные габбронориты; 5 – архейские гнейсограниты, 6 – тела метабазитов (мелкие дайки, скопления ксенолитов (на рис. А) и отдельные ксенолиты (на рис. Б)); 7 – геологические границы, прослеженные и предполагаемые. Кружками отмечены места взятия образцов, упоминаемых в тексте.

На тектонической схеме: М – Мурманский кратон, К – Центрально-Кольский домен, Л – Лапландский гранулитовый пояс, БПП – Беломорский подвижный пояс, КК – Карельский кратон, С – свекофениды, Кл – каледониды

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Рассматриваемая пластическая зона сдвига (рис. 1, 2) сечет архейские гнейсограниты и дайку комплекса лерцолитов-габброноритов (возраст комплекса около 2.45 млрд. лет [Шарков и др., 1997]) в хорошо обнаженной западной части острова Воротная Луда (рис. 2), имеет северо-восточное простирание и ширину до 5 м. Породы в зоне сдвига характеризуются вертикальной минеральной линейностью.

В зоне сдвига расположена дайка метагаббро мощностью до 3 м. Вблизи зоны сдвига полосчатость гнейсогранитов испытывает подвороты, а в непосредственной близости (1-3 дм) с дайкой полосчатость гнейсогранитов становится параллельной контакту (рис. 2, Б, В). Подвороты полосчатости ориентированы по-разному (хотя преобладает «левосдвиговый» рисунок), что вместе с вертикальной минеральной линейностью указывает на вертикальные перемещения в зоне сдвига. Контакты дайки с гнейсогранитами волнообразные (рис. 2, А, Б), местами пламевидные (рис. 2, Б). Апофизы дайки метагаббро в породах ранней дайки – простой клиновидной формы (рис. 1, Б) с признаками незначительных пластических деформаций, а в гнейсогранитах они интенсивно деформированы (рис. 2, Г, Д).

Дайка метагаббро на всем ее протяжении сложена эклогитами с упорядоченной метаморфической структурой (обр. Т1106-9, рис. 3, А). Основные породообразующие минералы – омфациит с содержанием жадеитового минала до 30%, гранат, олигоклаз. Обычны клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты по омфациту. В породах постоянно присутствует амфибол. Как правило, он представлен немногочисленными мелкими зернами паргасита. Там, где дайка сечет гнейсограниты, в эклогитах помимо мелких зерен первичного амфибола присутствует и вторичный, также высоконатровый и высокоглиноземистый (до 2 масс. % Na_2O и 13 масс. % Al_2O_3) амфибол, который образует пойкилобласты размером в первые миллиметры, иногда преобладающие в объеме породы. В таких разностях породы симплектитообразование проявлено сильнее, а омфацииты с содержанием жадеитового минала до 25% встречаются в виде редких реликтов в зернах, где распад на симплектиты про-

явлен в наименьшей степени. На контактах с гнейсогранитами породы дайки превращены в амфиболиты.

Рассекаемая зоной сдвига дайка габброноритов имеет мощность около 20 м, зоны закалки, вытянутые апофизы простой формы, контакты дайки секут полосчатость вмещающих архейских гнейсогранитов. На контактах с гнейсогранитами габбронориты амфиболитизированы.

Габбронориты вне зоны сдвига имеют массивные текстуры и апогаббровые коронитовые структуры (обр. Т1106-4, рис. 3, Б). Пироксены, сохраняющие магматическую форму зерен, представлены Na-авгитом с содержанием жадеитового минала от 7 до 10% и ортопироксеном с повышенным содержанием Al_2O_3 (более 2-х масс%). Апомагматические пироксены окружены каймой мелкозернистого метаморфического клинопироксена и внешней каймой граната.

В зоне сдвига породы дайки габброноритов представлены эклогитами и имеют упорядоченную метаморфическую структуру (обр. Т1106-3, рис. 3, В), образованную слабо вытянутыми по линейности зернами граната и призматическими зернами омфациита. По мере перехода от центральной части дайки к контакту с гнейсогранитами линейность становится более четкой, а в омфациите увеличивается содержание жадеитового минала от 19-23 до 23-27%.

В едином парагенезисе с омфациитом отмечены немногочисленные мелкие зерна метаморфического ортопироксена, образовавшегося при перекристаллизации раннего магматического, а также паргасита и зерен плагиоклаза в интерстициях между зернами омфациита. В результате регрессивного распада призматических зерен омфациита образуются тонкие, редкие «дактилоскопические» симплектиты клинопироксена и плагиоклаза. Количество амфибола – паргасита – не превышает 5% объема породы. Кварц отмечается в виде мелких включений в гранате и клинопироксене.

Переход между эклогитами и коронитовыми габброноритами постепенный; для обеих разностей характерны признаки лишь одного этапа метаморфизма, что свидетельствует о синхронности их образования.

ОБСУЖДЕНИЕ

Контактные соотношения на участке пересечения даек свидетельствуют о внедрении поздней дайки по разлому с последующими пластическими деформациями ее контактов. Об интенсивных пластических деформациях, затронувших

не только породы дайки, но и вмещающие гнейсограниты, свидетельствуют структурные соотношения дайки метагаббро и гнейсогранитов. Волнообразная и пламевидная форма контактов – признак малого контраста вязкости пород

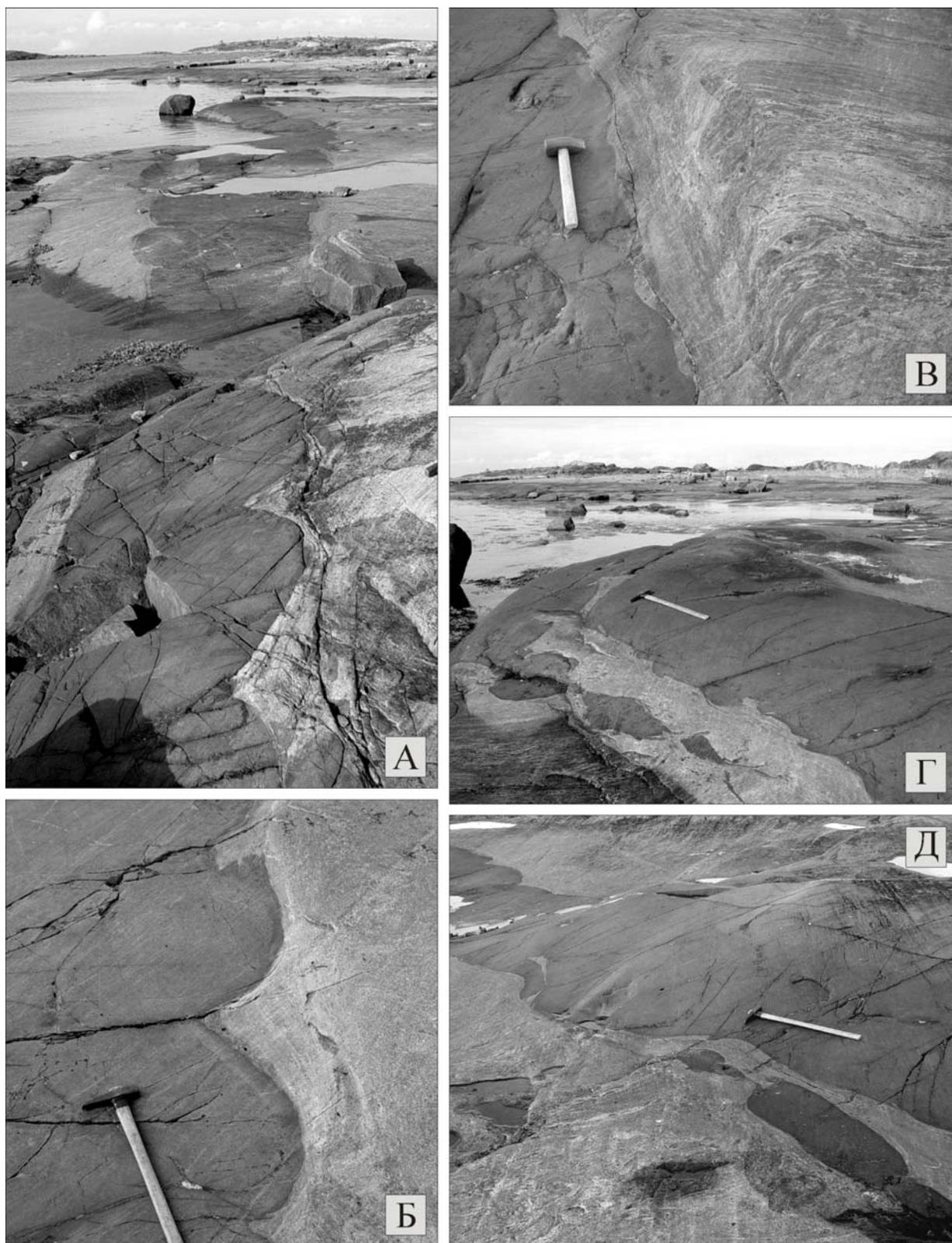


Рис. 2. Контактные соотношения дайки метагаббро и вмещающих архейских гнейсогранитов в рассматриваемой пластической зоне сдвига.

А – волнообразные контакты дайки (фото к северо-востоку от места пересечения ранней дайки габброноритов); *Б* – волнообразная и пламевидная форма контакта, конформная контакту нечетко проявленная полосчатая текстура гнейсогранитов; *В* – конформная контакту с дайкой и подвернутая (деформированная в «приразрывные складки») четко проявленная линзовидно-полосчатая текстура гнейсогранитов; *Г, Д* – сложно деформированные апофизы дайки. На фотографиях молотки ориентированы на север

дайки и вмещающих гнейсогранитов при несколько большей вязкости пород дайки [Ramsay, Huber, 1987], что не характерно для высокотемпературных синметаморфических деформаций,

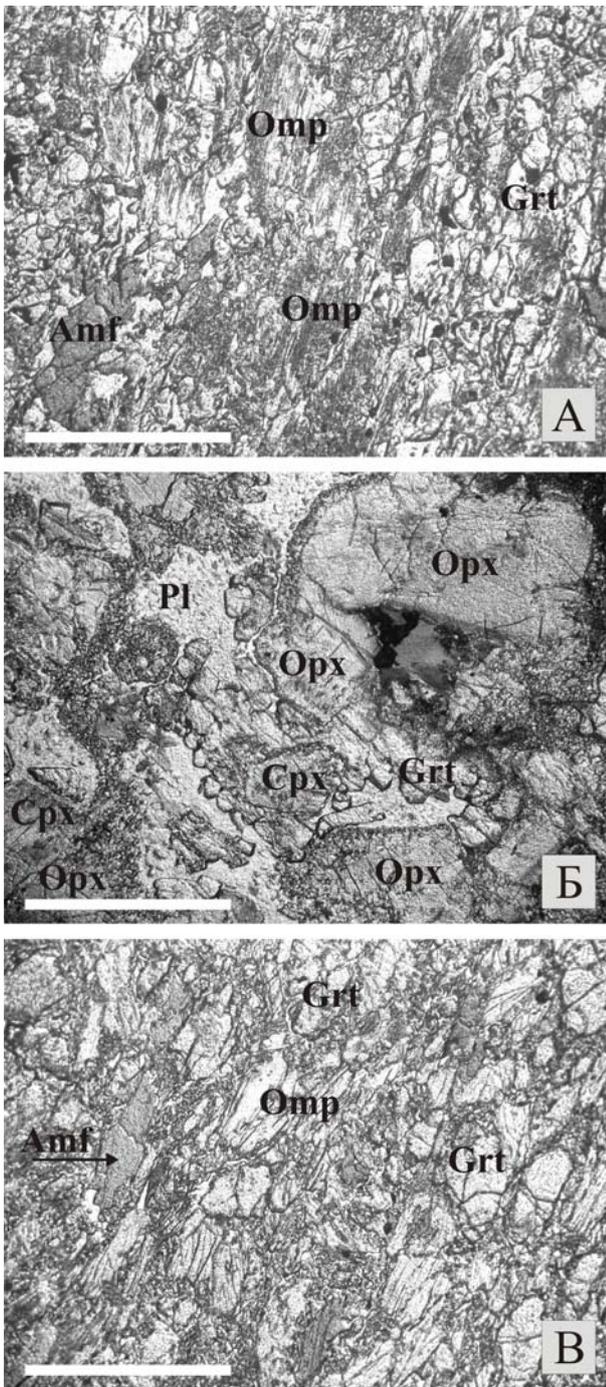


Рис. 3. Структурные особенности пород даек. *A* – упорядоченная структура эклогита дайки метагаббро (обр. T1106-9); *Б* – апогаббровая коронитовая структура габбронорита (обр. T1106-4); *В* – упорядоченная структура эклогитизированного габбронорита из зоны сдвига (обр. T1106-3). Места взятия образцов отмечены на рис. 1. Сокращения названий минералов по [Kretz, 1983]. Масштабные отрезки – 1 мм

при которых базиты обычно проявляют значительно большую вязкость, приводящую к будинажу даек. Наблюдаемые здесь формы контакта дайки метагаббро с гнейсогранитами – признак деформаций и метаморфизма на стадии остывания пород.

В ходе этих деформаций образовались эклогиты с вертикальной деформационной линейно-

стью. Локализация процесса в зонах сдвига дает основание предполагать наведение в них повышенных давлений. Однако известные испытания металлов [Надаи, 1954] показали, что пластические деформации, следующие за упругими, происходят без повышения напряжения (в условиях сжатия и растяжения они локализуются в дискретных субпараллельных зонах сдвига). По-видимому, пластические зоны сдвига в горные породы образуются подобным образом. Так, рассматриваемая здесь пластическая зона сдвига – одна из трех параллельных зон с дайками метагаббро, характеризующимися единым стилем деформаций, размерами, характером эклогитизации и структурных преобразований пород.

Гнейсограниты в ходе деформаций проявили меньшую компетентность, чем деформируемые базиты, а на участках пересечения дайки метагаббро и гнейсогранитов нет таких структурных неоднородностей, с которыми могли бы быть связаны повышения напряжений. Концентратором напряжений, по-видимому, являлся участок пересечения даек, однако близкий состав граната и омфацита по всей длине дайки метагаббро свидетельствуют о том, что эклогитизация была вызвана не повышением напряжения около концентраторов, а именно деформацией. Локализация пластических деформаций в зонах сдвига явилась причиной различного поведения пород в зонах сдвига и боковых породах, находившихся в одних РТ условиях. Породы в зонах сдвига испытали эклогитизацию, тогда как в недеформированных боковых породах преобразования базитов ограничились образованием коронитов.

Многими исследователями зоны деформаций рассматриваются как каналы для поступления флюида, что обосновано как натурными наблюдениями (например, в работе Вайта и Кларка [White, Clarke, 1997]), так и теоретически [Rutter, Brodie, 1985; Перчук, 2002 и др.]. Но деформация рассматривается также и как самостоятельный фактор, ускоряющий скорость протекания минеральных преобразований [Brodie, Rutter, 1985 и др.]. По-видимому, и в рассмотренном случае, и в районе в целом действие деформации и флюида было совместным (деформация обеспечивала и проникновение флюида). Этим объясняется синхронное формирование эклогитов в пластических зонах сдвига и коронитов в габброноритах боковых пород, находившихся в условиях относительного дефицита флюида.

Таким образом, приведенные данные показывают, что рассматриваемый процесс эклогитизации был вызван пластической деформацией.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 07-05-00100а.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: ИЛ. 1954. 647 с.
- Перчук А.Л. Эклогиты комплекса Берген Аркс // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 115-136.
- Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Кар ФАН СССР. 1990. С. 78-101.
- Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405, № 3. С. 376-380.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503-522.
- Austrheim H., Griffin W.L. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway // Chemical Geology. 1985. № 50. P. 267-281.
- Brodie K.H., Rutter E.H. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks // Metamorphic reactions. Kinetics, Textures and deformation. Springer Verlag. New York. 1985. P. 138-179.
- Korikovsky S.P. Pressure effect on the stability and assemblages of acid plagioclase in medium-temperature metabasites, eclogites, and associated gneisses. Geol. Carpathica. 1999. V. 50. Spec. issue. P. 115-117.
- Korikovsky S.P., Karamata S., Milovanović D. Retrograded kyanite eclogites and eclogitized gabbro-norites of the Serbo-Macedonian unit, Central Serbia: reaction textures and geothermobarometry. Abstr. Intern. Conference: Petrology and its application: conditions and future. Bratislava. Slovakia. 2003. P. 13-14.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. mineral. 1983. V. 68. P. 277-279.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Folds and fractures. London: Acad. Press. V.2. P. 309-700.
- Rutter E.H., Brodie K.H. The permeation of Water into Hydrating Shear Zones // Metamorphic reactions. Kinetics, Textures and deformation. Springer Verlag. New York: 1985. P. 242-250.
- White R.W., Clarke G.L. The role of deformation in aiding recrystallization: an example from a high pressure shear zone, Central Australia // J. of Petrol. 1997. V. 38, № 10. P. 1307-1329.

ЭФФЕКТ РЕБИНДЕРА В ТЕКТОНОФИЗИКЕ

В.Ю. Траскин

Лаборатория физико-химической механики, Химический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва,
traskine@yahoo.com

В 1928 г. П.А. Ребиндер «...задался целью изучить влияние величины поверхностной энергии кристалла (кальцит, каменная соль, гипс, слюда) на его механические и другие свойства, понижая поверхностное натяжение грани введением в окружающую среду поверхностно-активных веществ» [Ребиндер, 1979¹]. В том же году, выступая на VI съезде русских физиков, он сообщил о полученных результатах: оказалось, что усилие, необходимое для раскола кристаллов по спайности, уменьшается в несколько раз, если в среде присутствуют ничтожные количества поверхностно-активных веществ, способных адсорбироваться на поверхности разрушения во время ее образования. Этот эффект, названный по имени его первооткрывателя, долгое время был также известен как адсорбционное понижение прочности (АПП). Однако уже довольно давно эти два определения перестали быть синонимами, так как за 80 лет изучения эффекта Ребиндера на различных материалах в широком диапазоне условий стало ясно, что АПП – лишь одна из форм проявления эффекта, имеющих, при всем их многообразии, общую физико-химическую природу.

В настоящее время эффектом Ребиндера принято считать изменение механических свойств твердых тел в результате любого воздействия (в подавляющем большинстве случаев – обратимого физико-химического взаимодействия со средой в процессе деформации или разрушения), приводящего к понижению их поверхностной энергии. При этом может наблюдаться несколько существенно различных форм проявления эффекта.

I. Небольшое, на несколько десятков мДж/м^2 , понижение свободной поверхностной энергии может приводить к облегчению пластического течения деформируемого твердого тела. Такой эффект объясняется уменьшением потенциального барьера, связанного с образованием новой поверхности и препятствующего выходу дислокаций на поверхность кристалла.

II. Если жидкая фаза значительно (вдвое или в несколько раз) снижает поверхностную энергию твердого тела, эффект может проявиться в резком падении прочности и появлении хрупкости. Известным демонстрационным примером служит катастрофическое разрушение пластин цинка или дюралюминия, легко разламываемых

вручную после нанесения на их поверхность маленькой капли жидкого галлия (практически не растворяющего, а только смачивающего твердый металл!).

III. При еще большем снижении поверхностной энергии становится возможным проникновение жидкостей в поликристаллические материалы, сопровождающееся межзеренной деструкцией в отсутствие внешних механических воздействий. В исключительных случаях даже монокристаллы могут самопроизвольно диспергироваться. Образующиеся гетерофазные системы с жидкими межзеренными прослойками обычно проявляют повышенную деформируемость под действием стрессовых напряжений (эффективная вязкость каменной соли при комнатной температуре падает на 10 порядков при смачивании межзеренных границ), однако деформация в этом случае происходит по механизму растворения-пересадки, в отличие от п. I.

Возможность, форма и интенсивность протекания процессов адсорбционного воздействия среды на механические свойства твердых тел определяются рядом факторов, которые можно разделить на три группы [Щукин, 2007].

1). Химическая природа среды и твердого тела, т.е. характер сил, действующих между молекулами (атомами) обеих фаз и особенно в поверхности раздела этих фаз.

2). Реальная (дефектная) структура твердого тела, определяемая количеством и характером дефектов, включая размеры зерен, энергетический спектр межзеренных границ, плотность дислокаций, наличие и размеры зародышевых микротрещин, пор и т.п.

3). Условия проведения деформирования и разрушения твердого тела, в том числе температура, скорость деформирования, вид и интенсивность напряженного состояния (т.е. способ приложения и величина внешних механических воздействий), количество и фазовое состояние среды, продолжительность ее контакта с твердым телом.

Следует вкратце остановиться на вопросе о месте эффекта Ребиндера среди других форм взаимодействия флюидов с твердыми фазами (контакт в условиях несмачивания, химические реакции, эффект Иоффе и др.). Определяющая роль здесь принадлежит интенсивности межфазных взаимодействий, количественной мерой ко-

торой может служить энергия смещения компонентов А и В, характеризующая отклонение системы от идеальности [Ребиндер, 1979]:

$$U_0 = z[U_{AB} - \frac{1}{2}(U_{AA} + U_{BB})] \quad (1)$$

(z – координационное число, поскольку величины в правой части отнесены к отдельной связи, а U_0 – к атому или молекуле). При $U_0 \gg kT$ компоненты практически не взаимодействуют между собой, жидкая фаза не смачивает твердую фазу, не понижает ее поверхностную энергию и эффект Ребиндера не наблюдается. Неблагоприятен для его проявления и противоположный случай: при $U_0 < 0$, $|U_0| \gg kT$ происходит интенсивное растворение или химическое взаимодействие, равновесная граница раздела отсутствует и облегчение разрушения может происходить в тех случаях, когда жидкость попросту «передает» твердое тело, уменьшая его сечение. Для этого требуется, как правило, большой объем активной среды или же значительная пористость твердого материала, обеспечивающая доступность межчастичных контактов для агрессивной жидкости. Эффект Ребиндера наиболее вероятен в промежуточном случае $|U_0| \approx kT$, когда жидкая и твердая фаза обладают родственной химической природой и образуют термодинамически стабильную двухфазную систему с малым значением свободной межфазной энергии на границе раздела. Тогда разрыв или перестройка связей В – В в твердой фазе сопровождается их заменой почти равноценными связями А – В, а отсутствие сильных межкомпонентных взаимодействий обеспечивает подвижность компонента А и легкий переход его атомов или молекул от одной разрываемой связи к следующей.

Следует подчеркнуть, что в то время как условие $U_0 \gg kT$ служит надежным критерием невозможности эффекта Ребиндера, противопоставление второго и третьего типов взаимодействий несколько условно и имеет смысл лишь в наиболее ярко выраженных случаях. Существует обширная группа процессов, протекающих при комбинированном (одновременном или последовательном) воздействии механических, физико-химических и чисто химических факторов, и вопрос о том, можно ли в этих случаях говорить об эффекте Ребиндера, носит терминологический характер и вряд ли заслуживает серьезного обсуждения.

Важнее другое: многолетние исследования показали, что спектр явлений, рассматриваемых как эффект Ребиндера или близкие к нему процессы, характеризуется предпосылками проявления и особенностями протекания, общими для систем самой разнообразной природы (металлов, ионных кристаллов, стекол, полимеров, горных

пород). При этом избирательность действия определенных сред на тела того или иного типа, вытекающая из сказанного выше, проявляется весьма четко. Такое сочетание универсальности и специфичности позволяет широко применять модельный подход, т.е. проводить эксперименты на одних системах и делать выводы о поведении других, с соблюдением всех требований теории подобия.

К числу важнейших объектов физико-химической механики (такое название получила область науки, созданная П.А. Ребиндером и изучающая роль физико-химических факторов как в процессах деформации и разрушения, так и при формировании дисперсных структур, твердых тел и материалов) с самого начала относились минералы и горные породы. Более того, подобные объекты (или близкие к ним синтетические материалы) были фактически единственным типом твердых тел, на которых эффект Ребиндера исследовался на протяжении первого десятилетия им самим и его сотрудниками. Конец 1930-х годов ознаменовался переходом этих работ на качественно новую ступень – было начато изучение и интенсивное практическое использование понизителей твердости горных пород при бурении скважин, проходке туннелей и в иных областях горного дела [Ребиндер, 1979³]. Полученная при этом информация, в сочетании с результатами лабораторных экспериментов и с непрерывно поступающими новыми данными наук о Земле, привела П.А. Ребиндера в последние годы его жизни к важнейшему утверждению: облегчение деформации и разрушения горных пород при действии на них поверхностно-активных (в широком смысле) жидкостей может происходить не только при техногенном вмешательстве, но и в ходе природных процессов. Другими словами, 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 данной работе излагаются некоторые новые экспериментальные результаты, которые, на наш взгляд, могут найти применение в тектонофизи-

ке, и обсуждается их связь с ранее опубликованными данными.

Адсорбционное понижение прочности. АПП наблюдается в тех случаях, когда твердое тело подвергается механическим воздействиям в присутствии растворов, содержащих компонент, способный адсорбироваться на межфазной поверхности, понижая ее поверхностную энергию γ . В подобных системах можно, плавно меняя концентрацию c , оценивать адсорбцию Γ и снижение γ . При соблюдении ряда условий (обратимый характер адсорбции, мономолекулярное покрытие поверхности, отсутствие взаимодействий адсорбат – адсорбат) справедливы взаимосвязанные уравнения Гиббса (2), Ленгмюра (3) и Шিশковского (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 P_c . В ряде случаев хрупкого разрушения оказывается возможным описать эту связь количественно, если выполняется известное соотношение Гриффитса:

$$P_c^2 \sim E\gamma \quad (5)$$

Первым убедительным доказательством правомерности такого подхода явилась работа [Щукин, 1966]. Авторы измеряли прочность пористых образцов синтетического брусита $Mg(OH)_2$

после их выдерживания над растворами серной кислоты различной концентрации с известным давлением водяного пара p ; по данным ЯМР, вода находилась на поверхности образцов в виде адсорбционного слоя, а не жидкой фазы, так что растворение было исключено. Определяя по привесу величину $\Gamma(p)$, можно было оценить понижение γ :

$$-\Delta\gamma = \gamma_0 - \gamma = RT \int_0^p \Gamma d(\ln p) \quad (6)$$

Как и следовало ожидать с учетом соотношения Гриффитса, подтвердилась прямолинейная зависимость относительного понижения квадрата прочности от понижения свободной поверхностной энергии (рис. 1, а); для γ_0 было найдено вполне приемлемое значение ~ 300 мДж/м². Аналогичные результаты были получены в ряде других случаев, например, для системы хлористый калий – n -пропиловый спирт – n -гептан. Прочность поликристаллов КСl была измерена в растворах C_3H_7OH – C_7H_{16} различных концентраций и сопоставлена с понижением поверхностной энергии КСl при адсорбции спирта, определенным по краевым углам [Траскин, 2004]. Этот метод также подтвердил пропорциональность $P_c^2 \sim \gamma$ (рис. 1, б); для γ_0 хлорида калия было получено значение 110 мДж/м², близкое к литературным данным. Вообще, щелочные галогениды (NaCl, KCl, KBr и др.) исключительно удобны для изучения роли родственности среды и твердого тела (в данном случае степень родственности связана с полярностью жидкости). Один из самых наглядных примеров вошел в учебники [Щукин, 2007]: прочность поликристаллического хлористого калия падает в непрерывном ряду растворов n -гептан – диоксан – вода (рис. 2). Комбинируя уравнения (2) и (5), мож-

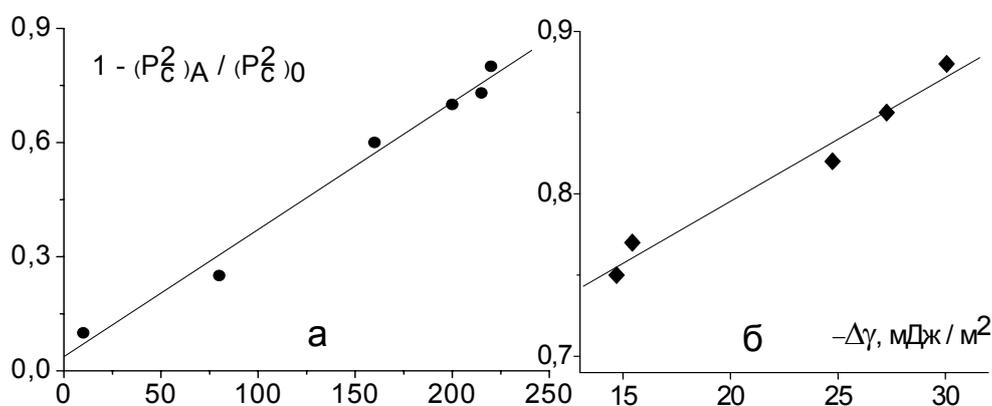


Рис. 1. Зависимость прочности пористых образцов гидроксида магния (а) и поликристаллов КСl (б) от понижения поверхностной энергии твердой фазы. Индексы 0 и А относятся к инертной (а воздух, б гептан) и поверхностно-активной (а водяной пар, б пропанол), соответственно

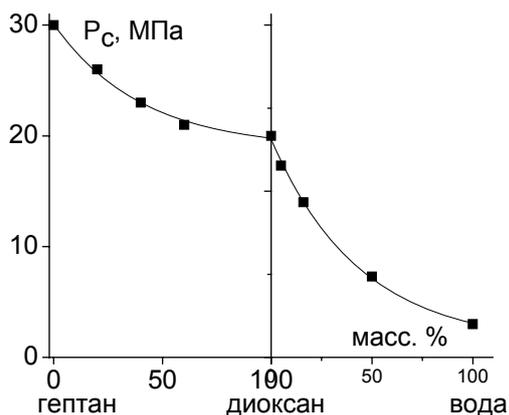


Рис. 2. Прочность поликристаллов КСl в средах разного состава

но получить выражение, непосредственно связывающее адсорбцию активного компонента с прочностью:

$$\Gamma = -2 \frac{\gamma_0}{(P_c^2)_0} \frac{1}{RT} P_c \frac{dP_c}{d(\ln c)}. \quad (7)$$

Зная предельную адсорбцию Γ_{MAX} , можно оценить площадь s , занимаемую активной молекулой на возникающей поверхности разрушаемого кристалла: $s = 1 / N_A \Gamma_{\text{MAX}}$ (N_A – число Авогадро). Такой расчет приводит к правильному порядку величины s (несколько \AA^2).

Еще более яркое свидетельство адсорбционной природы действия воды, растворенной в менее активной среде, на прочность гидрофильных твердых тел наблюдается при варьировании растворителя. На рис. 3 приведены результаты измерения прочности поликристаллов йодистого калия в растворах воды в спиртах [Скворцова, 2005]. Если взять за исходное значение прочности КI ее величину в сухом спирте (зависящую от его природы), кривые рис. 3 сливаются в одну и, соответственно, приведенная величина адсорбции воды, рассчитанная из этих данных, также описывается единой кривой (рис. 4).

Методология исследований АПП, отработанная на ионных кристаллах, была использована для выяснения механизмов хорошо известного разупрочняющего действия воды на горные породы. Этой теме была посвящена, в частности, работа М.З. Абдрахимова, выполненная на Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 [Абдрахимов, 1988; Траскин, 1997, 1998]. В этой работе содержится обширный экспериментальный материал, полученный в ходе лабораторных экспериментов на керне и на аналогичных породах, свободных от техногенных изменений. В частности, были проведены испытания на сжатие образцов амфиболита (95% зеленой роговой обман-

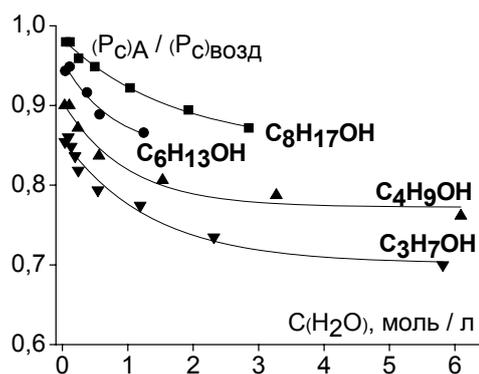


Рис. 3. Относительная прочность поликристаллов йодистого калия в присутствии растворов воды в спиртах предельного ряда

ки, 5% сульфидов железа, биотита и акцессорных минералов) в термобарокамере при температурах до 250°C в растворах воды в ацетоне; результаты свидетельствовали об АПП как о наиболее вероятном механизме действия воды.

Дальнейшая обработка данных с использованием уравнений (2)-(5) позволяет говорить об этом с большей уверенностью (рис. 5). Характерный вид адсорбционной кривой, построенной по результатам измерений прочности амфиболита, величина максимальной адсорбции и соответствующей посадочной площадки молекулы воды (несколько \AA^2), линейность температурной зависимости межфазной энергии порода – раствор (рис. 6), разумная величина наклона этой прямой, т.е. удельной поверхностной энтропии (~ 0.7 мДж/ $\text{м}^2 \cdot \text{град}$), – все эти закономерности можно считать окончательным подтверждением того факта, что, по крайней мере в подобных ситуациях, происходит ярко выраженное понижение прочности силикатной горной породы, вызванное адсорбцией воды.

Понижение прочности при контакте с жидкой фазой. Если теперь проследить за тем, как понижается прочность твердых тел при повышении содержания в растворе хорошо растворимого поверхностно-активного компонента (межфазная свободная энергия начинает при этом 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

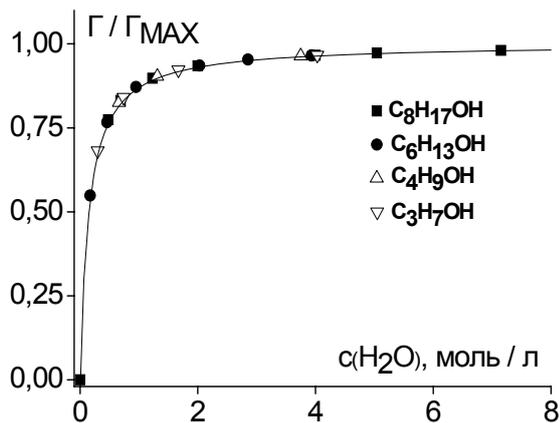


Рис. 4. Адсорбция воды из спиртов предельного ряда на поверхности йодистого калия, образующейся при разрушении

очевидные на интуитивном уровне, не всегда можно сформулировать количественно. Для материалов контрастной полярности ориентиром может служить диэлектрическая проницаемость различных жидкостей. Так, прочность КИ в хорошо осушенном спирте понижена по сравнению с прочностью на воздухе (рис. 3), причем эффект уменьшается с уменьшением полярности спирта, т.е. с увеличением длины углеводородного радикала [Скворцова, 2005]; в то же время на неполярных материалах (нафталин) наблюдается обратная зависимость [Ребиндер, 1979²]. Для металлов и некоторых ковалентных кристаллов можно взять за основу диаграммы состояния, рассчитать по ним межфазную свободную энергию и сопоставить ее с измеренной прочностью. Но, как обычно, сравнение различных систем дает менее многочисленные и менее четкие зависимости, чем плавное изменение параметров одной и той же системы.

Именно поэтому П.А. Ребиндер в 1928 г. не стал пытаться, следуя духу времени, определить точные значения γ твердых тел (они и сейчас отсутствуют в справочниках), а проследил за связью адсорбционного изменения γ с сопутствующими изменениями твердости, что и позволило ему сделать столь фундаментальное открытие. Термодинамическое условие проявления эффекта Ребиндера, по-видимому, выполняется для большинства пар порода – флюид, контактирующих в природной обстановке. При всем разнообразии этих систем, они всегда образованы полярными веществами, часто близки по составу и, кроме того, их поликомпонентность должна давать возможность «выбора» оптимально взаимодействующих компонентов, обеспечивающих максимальное понижение свободной энергии границ раздела фаз [Перцов, 1981].

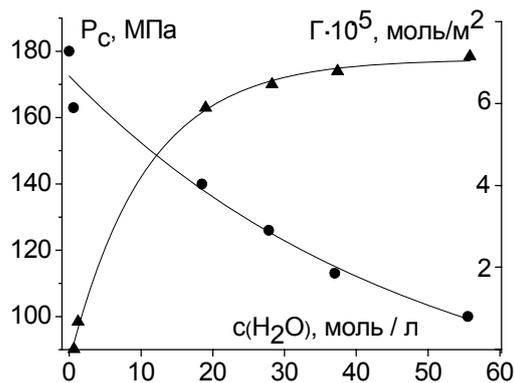


Рис. 5. Прочность амфиболита в водно-ацетоновой смеси (кружки) и адсорбция воды на поверхности разрушения (треугольники). Температура 150°C, гидростатическое давление 90 МПа

Количественные оценки оказываются часто затруднительными, так как более или менее точные значения свободной поверхностной энергии γ известны лишь для отдельных минералов (каменная соль, кальцит). Для кварца и силикатов обычные методы определения γ дают завышенные значения. Еще меньше данных о межфазной энергии минералов на границе с жидкими средами, наиболее важным компонентом которых является, как правило, вода. В тех немногих случаях, когда такие данные имеются, можно убедиться в справедливости соотношения Гриффитса. Помимо приведенных выше примеров, можно упомянуть систему кальцит – вода: значения поверхностной энергии кальцита приведены в [Gilman, 1960], а краевые углы и прочность – в [Вакар, 1986]. В случае разрушения по границе между разными фазами, характерного для полиминеральных горных пород, в формуле Гриффитса вместо γ должна фигурировать половина работы адгезии [Скворцова, 1992, Traskine, 2000]. Непосредственное использование потенциалов взаимодействия для решения задачи об ослаблении межатомных связей в твердом теле в присутствии инородных молекул в настоящее время затруднительно. При разрушении кварца и каркасных силикатов обязательно рвутся силоксановые связи; в цепочечных и ленточных силикатах возможны также скольжение и разрыв по определенным плоскостям, образованным только связями Me-O; в островных силикатах связи Si-O-Si отсутствуют. Перечисленные связи различаются по геометрическим параметрам (длина, валентные углы), распределению электронной плотности и энергии связей. Разброс этих величин для отдельных классов силикатов имеет более узкие пределы [Диков, 1979]. Важно, что во всем диапазоне изменения полярности связей

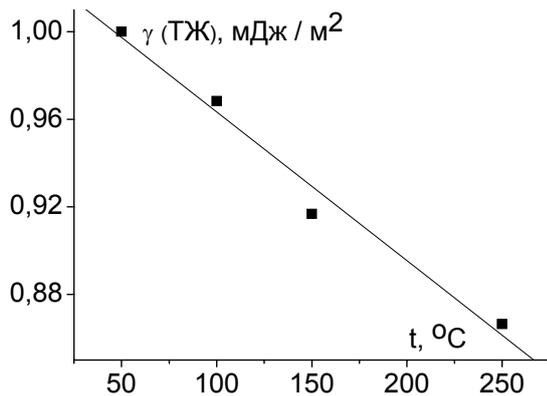


Рис. 6. Линейное уменьшение межфазной энергии амфиболит – раствор с ростом температуры, рассчитанной по данным о прочности (для исходной поверхностной энергии амфиболита принято значение ~ 1 Дж/м²)

Si–O они остаются существенно ковалентными, несмотря на большую разницу электроотрицательностей кремния и кислорода. Это объясняется смещением неподеленной электронной пары кислорода на одну из свободных $3d$ -орбиталей кремния (сопряжением $p_{\pi} \rightarrow d_{\pi}$) [Воронков, 1976]. Поэтому гидролитическое расщепление кремнекислородных связей затруднено по сравнению с гидролизом более полярных связей катион – кислород [Мицюк, 1980].

Это приводит к важному выводу: чем больше связей металл-кислород рвется при разрушении горной породы, тем больший эффект должна оказывать вода. Существование такой закономерности подтверждается систематическими испытаниями в одинаковых условиях пород с преобладанием минералов определенных структурных типов. Например, в ряду пород, содержащих преимущественно полевые шпаты – пироксены – оливин повышается чувствительность прочности как к неводным активным средам (рис. 8) [Сальников, 1985], так и к воде, в то время как для сухих пород, напротив, общей тенденцией считается рост прочности с повышением основности [Красилова, 1985].

Существование подобной же закономерности в природных условиях подтверждается особенностями геоморфологии морских берегов в высоких широтах: известно, что интрузии основных пород разрушаются значительно быстрее, чем вмещающие кислые породы, и на их месте образуются узкие заливы – фьорды. По-видимому, в их образовании играют роль циклы замерзания – оттаивания. М.З. Абдрахимовым были исследованы образцы основных и кислых пород до и после тридцати таких циклов. Увеличение трещиноватости составило 70% для амфиболита и 5-

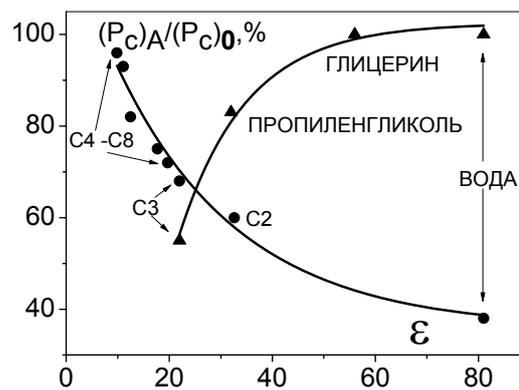


Рис. 7. Зависимость относительной прочности йодистого калия (кружки) и нафталина (треугольники) от диэлектрической проницаемости среды испытания; C2 – C8 – спирты предельного ряда от C_2H_5OH до $C_8H_{17}OH$

10% для гранита [Абдрахимов, 1988].

Роль кинетических факторов. Степень понижения прочности твердых тел под действием поверхностно-активных сред, помимо химической природы компонентов, связана с условиями, в которых протекают процессы деформации и разрушения, обычно имеющими кинетический смысл. Важнейшим кинетическим параметром является подвижность среды, которая может лимитировать скорость развития трещины разрушения. Учет этого фактора позволил увязать лабораторные результаты, полученные на полимерном модельном материале, прочность и пластичность которого были резко понижены органической жидкостью, и данные о скорости внедрения магматических интрузий на Гавайских островах [Перцов, 1977]. Скорость роста трещины v , динамическая вязкость жидкости η и давление p , по отдельности различающиеся в модели и в природе на 2-4 порядка, образуют в обоих случаях инвариантную комбинацию $v\eta/p \approx 2 \cdot 10^{-9}$ м. Подобного рода трещины растут относительно медленно (скорость их развития определяется вязким сопротивлением внедряющейся жидкой фазы и не зависит от приложенных напряжений); при достижении предела прочности «сухой» породы трещина отрывается от жидкой фазы и растет с большой скоростью. Последняя картина часто наблюдается в лабораторных условиях, когда, несмотря на наличие термодинамических предпосылок понижения прочности, оно не проявляется из-за слишком высокой вязкости активной среды. Так, силикатные расплавы, близкие по составу к образцам горных пород, не влияют на их прочность, если вязкость расплава не понижена нагреванием или

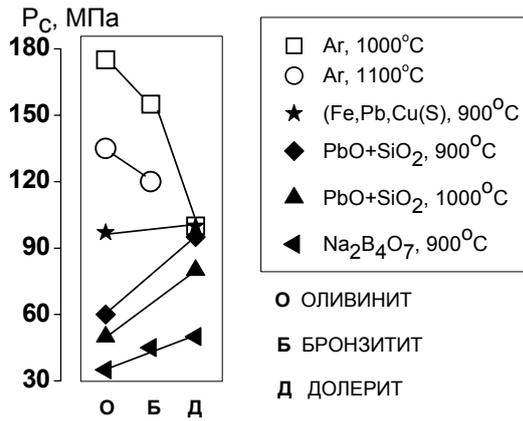


Рис. 8. Прочность в различных средах образцов пород, состоящих (слева направо) преимущественно из островных (оливин), цепочечных (пироксены) и каркасных (плагиоклаз) силикатов

введением соответствующих добавок (например, PbO) [Сальников, 1985]. Роль такой добавки в природных условиях играют летучие компоненты магматических расплавов, прежде всего, вода, намного снижающая вязкость магмы. В ряде экспериментов, в которых изучалось резкое снижение прочности гранитов, аплитов и других пород при появлении выплавок на границах зерен, способствующих хрупкому разрушению твердого каркаса даже при предплавиельных температурах, всегда присутствовала вода, облегчавшая межзеренное плавление и придававшее выплавкам подвижность [Arzi, 1978; Raquet, 1980; Van der Molen, 1979]. Что касается роли воды как адсорбционно-активного компонента подобных

систем, то она вряд ли бывает существенна на фоне активности силикатных компонентов расплава. В тех же случаях, когда вода является главным понизителем прочности силикатных минералов, процессы, лимитирующие скорость разрушения, чаще связаны не с вязкостью и локализованы не в объеме жидкой фазы, а вблизи фронта растущей трещины и включают термофлуктуационные акты гидролитического расщепления межатомных связей, активируемого приложенными напряжениями. Разрушение в таком режиме изучалось как непосредственно на образцах горных пород (обзор в [Atkinson, 1984]), так и на других материалах (стеклах, керамиках), на которых за многие годы получено большое количество результатов, приложимых к геологическим системам [Charles, 1958; Wiederhorn, 1974; Берштейн, 1987].

Что касается активационных барьеров, контролирующих транспортные процессы в воде, содержащей электролиты, то для их оценки с успехом приложимы представления школы О.Я. Самойлова [Самойлов, 1957], в соответствии с которыми удалось объяснить различия в действии водных растворов на прочность силивина, каменной соли и др. [Скворцова, 2005]. Однако наиболее ярко роль подвижности воды проявляется при испытаниях модельных материалов – гидрофильных полимеров (целлофана, целлюлозы и др.). Количественным критерием подвижности воды служит величина ΔU – изменение под действием ионов потенциального барьера, разделяющего положения равновесия ее

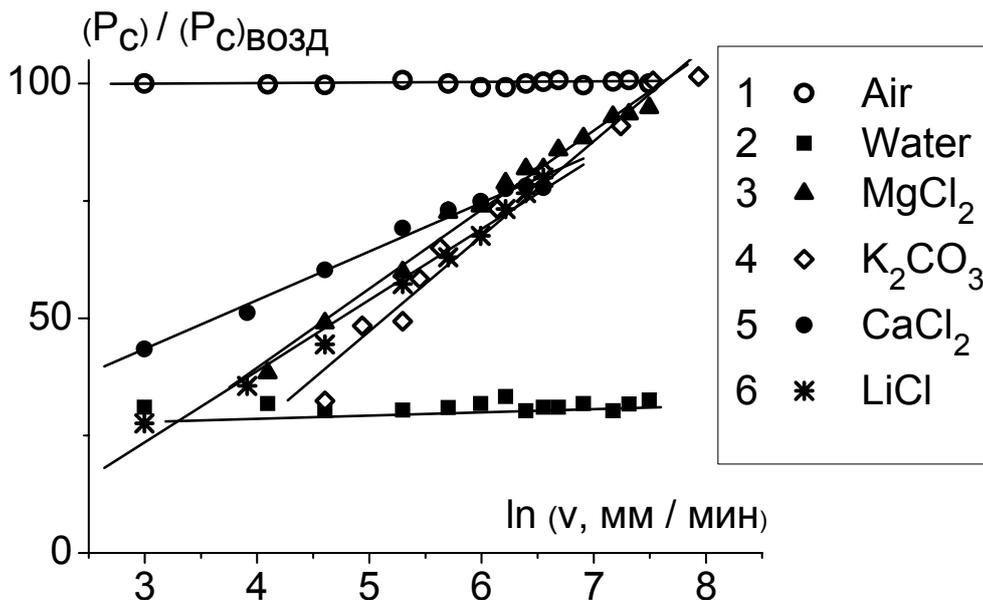


Рис. 9. Прочность целлофана в водных растворах электролитов при растяжении с различными скоростями

молекул в растворе. Повышение активационного барьера самодиффузии влечет за собой изменение макроскопических свойств жидкости. В присутствии ионов, названных Самойловым «положительно гидратированными» (Na^+ , Li^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) уменьшается коэффициент самодиффузии воды и ее термодинамическая активность. В присутствии «отрицательно гидратированных» ионов (Cs^+ , K^+) наблюдаются обратные эффекты. На основе концепции Самойлова удалось показать, что степень влияния водных растворов, содержащих ионы первого типа, зависит от скорости деформации: при малых скоростях образцы разрушаются, как в чистой воде; при увеличении скорости растяжения их прочность достигает прочности сухих образцов (рис. 9) [Анкудинова, 2004]. В присутствии растворов, содержащих отрицательно гидратированные ионы (например, хлорид цезия), прочность во всем исследованном интервале скоростей так же мала, как прочность в присутствии воды.

Наиболее перспективными с точки зрения тектонофизики могут оказаться результаты измерения длительной прочности (долговечности) материала в воде: она резко возрастает при повышении концентрации ионов, связывающих воду, причем эффект коррелирует с данными об уменьшении коэффициента самодиффузии воды. Полученные данные позволяют применить для анализа полученных результатов (как при измерениях длительной прочности, так и в режиме активного нагружения) теорию, развитую С.Н. Журковым и основанную на представлениях о кинетической природе прочности. При испытаниях полимеров в статическом и динамическом режимах было показано [Скворцова, 2005], что в присутствии «положительно гидратированных» ионов энергия активации разрушения возрастает на величину, не сильно отличающуюся от приводимых в литературе значений ΔU [Самойлов, 1957].

Результаты многочисленных работ по статической усталости и по кинетике роста трещин иногда обсуждаются в терминах «коррозии под напряжением». Если под коррозией понимать растворение с переходом атомов твердой фазы в объем раствора, то такой процесс иногда вносит существенный вклад в общую картину. Однако чаще всего судьба атомов, образывавших связь, после ее гидролитического расщепления несущественна. В ряде случаев можно утверждать, что они остаются на месте, так как активная среда не образует жидкой фазы, а присутствует в виде адсорбционного слоя [Щукин, 1966]. Однако даже если они переходят в раствор (может быть, с переотложением в другом месте, если раствор насыщенный), то мерой действия

среды все равно может служить работа адсорбции, хемосорбции или топохимической реакции, то есть термодинамика поверхностных взаимодействий.

Межзеренное смачивание и перколяция. Еще одна группа факторов, влияющих на адсорбционное понижение прочности твердых тел, включает особенности их реальной структуры, то есть вид и распределение дефектов. Самые грубые дефекты – трещины, открытые поры, пустоты, – облегчают транспорт жидких сред и создают концентраторы напряжений, что усиливает их действие. Однако наиболее универсальным дефектом, всегда присутствующим даже в сплошных породах, являются межзеренные границы. Известно, что переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному сопровождается действием поверхностно-активных сред на поликристаллы любой химической природы, например, воды на каменную соль и на сильвинит, галлия на цинк и т.д. Интеркристаллитное разрушение связано непрерывным рядом промежуточных ситуаций с раскрытием трещин вдоль межзеренных границ, содержащих лишь небольшие остаточные напряжения и даже совсем от них свободных, если только жидкая фаза достаточно поверхностно-активна, чтобы внедриться в такую границу [Traskine, 1996].

Условие образования и устойчивости жидких прослоек, разделяющих твердые поверхности, было впервые высказано Фарадеем, строго сформулировано Гиббсом [Гиббс, 1982] и использовано в металловедении Смитом [Smith, 1948]. Это условие, термодинамически очевидное, требует уменьшения свободной энергии при замене поверхности контакта зерен T1 и T2 поверхностью их соприкосновения с жидкостью:

$$\gamma(T1-T2) > \gamma(T1-Ж) + \gamma(T2-Ж) \quad (10)$$

В соответствии с этим условием, при обычной температуре межзеренное проникновение воды и водных растворов ограничено породами типа калийных и натриевых солей.

Повышение температуры резко меняет картину. Более крутое падение $\gamma(T-Ж)$ по сравнению с $\gamma(T-T)$ служит предпосылкой расширения числа систем, в которых вода (или надкритические флюиды) может проникать по межзеренным границам. Действительно, температурные пороги наблюдались на металлах, на керамиках с расплавами и на многих горных породах. В последнем случае добавляется еще и анизотропия теплового расширения отдельных зерен, усиливающая разуплотнение породы [Зарайский, 1978]. Водосодержащая магма также склонна к внедрению по тройным стыкам границ и по самим гра-

ницам (об этом пишут многие авторы, в том числе [Sisson, 1993]).

В тех случаях, когда свободная энергия границы зерен недостаточна для образования на ней жидкой прослойки, она может быть повышена за счет приложенных извне сдвиговых или растягивающих напряжений, и граница становится проницаемой. Совместное действие напряжений и повышенных температур, по-видимому, является причиной развитой межзеренной трещиноватости, наблюдаемой в образцах керна из сверхглубоких скважин. Существенно, что породы из участков, долго контактировавших с буровым раствором в периоды остановки бурения, оказываются сильнее проработанными по границам, чем свежий керн, извлеченный в конце рейса [Абдрахимов, 1988].

Жидкие прослойки по гранцам зерен в корне меняют упругие, реологические и прочностные свойства пород. По-видимому, именно они являются теми включениями, которые вносят большой вклад в затухание упругих волн [Абдрахимов, 1988], служат путями массопереноса при рекристаллизационной ползучести и постепенно подготавливают катастрофическое разрушение пород в глубинах Земли при землетрясениях. Границы зерен в поликристаллических телах определенным образом распределены по энергиям. Параметры этого распределения могут быть найдены, например, по распределению углов в тройных межзеренных стыках или по распределению разориентировок (один из примеров связи проницаемости границ с разориентировкой зерен, отражающей энергетический критерий проницаемости, показан на рис. 10) [Траскин, 1986].

Зная, кроме того, значение межфазной энергии твердое тело – жидкость, можно оценить важную величину – долю смачиваемых границ, т.е. гра-

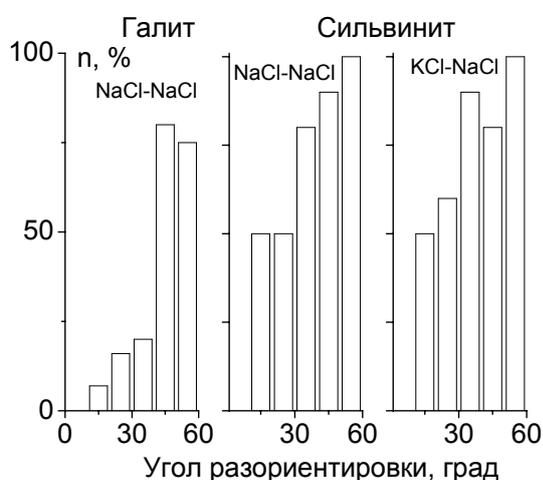


Рис. 10. Проницаемость для воды когезионных и адгезионных границ зерен в галите и сильвините в зависимости от угла разориентировки соседних зерен

ниц, для которых выполняется условие Гиббса-Смита. Эта величина позволяет перейти к решению вопроса о степени связности жидкой фазы, находящейся на границах. Эффективным аппаратом для этого служит теория перколяции, которая позволяет ответить на важнейший вопрос: находится ли порода с жидкими прослойками за пределами порога перколяции p_c или до этого порога? Другими словами, образуют ли жидкие включения сколь угодно протяженную связную сеть – бесконечный кластер?

Применению теории перколяции для описания межзеренного смачивания посвящен ряд работ, опубликованных в последние годы [Волович, 2002; Volovitch, 2002; Traskine, 2000, 2001; Fray, 2004].

Особого внимания заслуживает вопрос о роли масштабных факторов, знание которых позволяет сопоставлять результаты лабораторных экспериментов с событиями, затрагивающими объекты, на многие порядки более протяженные. Работы, проведенные в последние годы на модельных объектах показали, что порог перколяции на образце длиной H и шириной L превышает порог для бесконечного пространства на величину

$$p_c(H, L) - p_c(\infty) = L^{-\frac{1}{\nu}} \left[C \left(\ln \frac{H}{L} \right)^{\frac{1}{\nu}} \right], \quad (11)$$

где C – константа, ν – универсальный критический индекс радиуса корреляции, не зависящий от координационного числа и равный $4/3$ и ~ 0.88 для двух- и трехмерного пространства соответственно [Траскин, 2005; Traskine, 2005]. Знание подобных соотношений ставит на количественную основу интерпретацию результатов компьютерных и физических модельных экспериментов по межзеренному смачиванию.

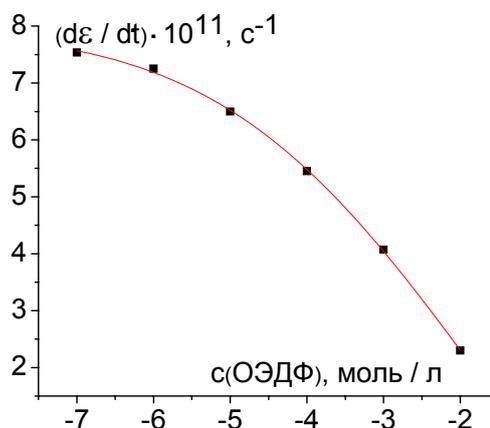


Рис. 11. Замедление рекристаллизационной компактизации порошка кальцита при увеличении концентрации водного раствора ОЭДФ (оксипропилендифосфоновой кислоты). Средний размер зерна 30 мкм, номинальное напряжение на поршне 0.3 МПа, pH 8.3, темп. 20°C

Облегчение пластического течения. Известно несколько механизмов увеличения пластичности твердого тела в результате его физико-химического взаимодействия с адсорбционно-активной средой. Наиболее эффективный и, по-видимому, весьма распространенный в природе механизм – рекристаллизационная ползучесть, или растворение-переосаждение (pressure solution в англоязычной литературе). Общепринятая трехступенчатая схема процесса – локальное растворение твердого тела в напряженных участках с повышенным химическим потенциалом, диффузия в сторону меньших концентраций и переосаждение в местах, свободных от напряжений. 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 по-

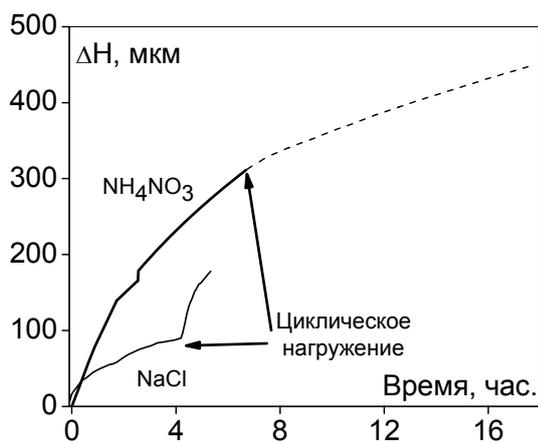


Рис. 12. Рекристаллизационная компакция порошков NaCl и NH_4NO_3 в статическом и циклическом (частота 0.03 Гц) режиме. Номинальное напряжение на поршне 0.3 МПа. В первом случае процесс растворения лимитируется диффузией, во втором – событиями на межфазной границе

пытках количественной интерпретации разнообразных природных микро- (стилолиты) или макро- (соляные и иные диапиры) структур [Скворцова, 2004; Zoubtsov, 2004]. Эта проблематика является также одной из приоритетных тем исследований, проводимых в Лаборатории физико-химической механики Химического факультета МГУ. Из результатов, полученных за последние годы, заслуживают упоминания следующие:

1). Разработана методология, позволяющая разграничить условия (напряженное состояние, скорость деформации, состав и геометрию системы и т.д.), в которых лимитирующей стадией рекристаллизационной ползучести является либо диффузия, либо процессы на границе раздела фаз (кинетический режим) [Скворцова, 2005].

2). Установлена корреляция между хорошо известным действием добавок, ускоряющих или замедляющих процесс растворения кристаллов, либо изменяющих их габитус (как мочевины на NaCl) в отсутствие напряжений, и замедлением или ускорением ползучести кристаллов в контакте с этими добавками [Скворцова, 2008¹, 2008²; Traskine, 2008¹].

3). Обнаружен яркий эффект резкого ускорения рекристаллизационной ползучести при циклическом нагружении [Traskine, 2008²]. Эффект проявляется только в диффузионном режиме ползучести и, по всей вероятности, объясняется облегчением массопереноса через расширенные каналы на этапе разгрузки. Дальнейшее исследование диапазона частот, в котором проявляется эффект, должно дать ответ на вопрос, может ли приводить сейсмическая активность к заметной интенсификации деформации пород по механизму рекристаллизационной ползучести.

Таким образом, испытания разнообразных материалов в широком диапазоне сред и условий приводит к выводу, что роль эффекта Ребиндера в возникновении тектонических нарушений не только возможна, но и в ряде случаев несомненна. Отделить эти случаи от других, где не исключены альтернативные механизмы, и воссоздать как можно более точный количественный сценарий происходящих или происшедших событий – задача будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Абрахимов М.З. Роль физико-химических процессов в развитии межзеренной деструкции в силикатных горных породах. Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: 1988.
Абрахимов М.З., Траскин В.Ю., Перцов Н.В. и др. Исследование разуплотнения кристаллических пород сверхглубоких скважин методами

физико-химической механики / в сб. «Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР». Изд. Апатиты: 1992. С. 128-136.
Анкудинова А.М., Скворцова З.Н., Траскин В.Ю., Перцов А.В. Влияние водных растворов электролитов на механические свойства целлофана

- // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 633-637.
- Берштейн В.А.* Механо-гидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987.
- Вакар Н.Г., Иванова Н.И., Перцов Н.В.* Влияние жидкостей различной природы на деформирование и разрушение мрамора при вдавлении штампа // Вестник МГУ. Сер. химия. 1986. Т. 27, № 2. С. 198-202.
- Волович П.М., Проценко П.В., Скворцова З.Н., Barralier L., Траскин В.Ю.* Межзеренное смачивание в поликристаллах 2. Перколяционная модель связности жидкой фазы и экспериментальные исследования системы цинк-расплав. Коллоидн. журн. 2002. Т. 64, № 3, С. 306-311.
- Воронков М.Г., Милешкевич В.П., Южелевский Ю.А.* Силоксановая связь. Новосибирск: Наука. 1976. 413 с.
- Красилова Н.С., Панасьян Л.Л.* Прочностные свойства скальных грунтов // В кн.: Физико-химическая механика природных дисперсных систем. М.: Изд. МГУ. 1985. 266 с.
- Мицюк Б.М., Горогоцкая Л.И.* Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. Киев: Наукова думка. 1980. 236 с.
- Гиббс Дж.В.* Термодинамика. Статистическая механика. М.: Наука. 1982. 584 с.
- Диков Ю.П., Брытов И.А., Ромашенко Ю.Н., Долгин С.П.* Особенности электронного строения силикатов. М.: Наука. 1979. 126 с.
- Зарайский Г.П., Балашов В.Н.* О разуплотнении горных пород при нагревании. Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. С. 926-929.
- Перцов Н.В., Коган Б.С., Балашов В.Н.* Модель трещинных интрузий магмы в условиях проявления адсорбционного понижения прочности горных пород // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 6. С. 1375-1378.
- Перцов Н.В., Коган Б.С.* Физико-химическая геомеханика // Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Киев: Наукова думка. 1981. Вып. 13. С. 53-65.
- Перцов Н.В., Траскин В.Ю.* Эффект Ребиндера в природе // Успехи коллоидной химии и физико-химической механики. М.: Наука. 1992. С. 155-165.
- Ребиндер П.А.* О влиянии изменений поверхностной энергии на спайность, твердость и другие свойства кристаллов // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. Т. 2. С. 142.
- Ребиндер П.А., Щукин Е.Д.* Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. Т. 2. С. 203-269.
- Ребиндер П.А., Шрейнер Л.А., Жигач К.Ф.* Понижители твердости в бурении // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. С. 270-320.
- Сальников Д.И.* Влияние жидких фаз на структурно-механические свойства горных пород. Автореф. дисс... канд. хим. наук. М. 1985.
- Самойлов О.Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов, М.: Изд. АН СССР. 1957. 182 с.
- Скворцова З.Н.* Деформация по механизму растворения-пересадения как форма адсорбционного пластифицирования природных солей // Коллоидн. журн. 2004. Т. 66, № 1. С. 5-15.
- Скворцова З.Н.* Закономерности и механизмы влияния жидкостей на прочность и пластичность ионных кристаллов. Автореф. дисс... доктора хим. наук. М. 2005.
- Скворцова З.Н., Касьянова И.В., Породенко Е.И., Траскин В.Ю.* Рекристаллизационная ползучесть хлорида натрия в растворах различного состава. 1. Влияние добавок неорганических солей. Коллоидн. журн. 2008. Т. 70, № 5. С. 669-673.
- Скворцова З.Н., Касьянова И.В., Муралев А.Е., Породенко Е.И., Траскин В.Ю.* Рекристаллизационная ползучесть хлорида натрия в растворах различного состава. 2. Влияние добавок мочевины. Коллоидн. журн. 2008. Т. 70, № 5. С. 674-677.
- Траскин В.Ю., Бедарев А.С., Скворцова 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.* Прослойки жидкости на границах зерен горных пород и модельных материалов // Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Киев: Наукова думка. 1981. Вып. 13. С. 81-91.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Анкудинова А.М.* Адсорбционное понижение прочности хлорида калия в растворах *n*-пропанола в гептане // Коллоидн. журн. 2004. Т. 66, № 3. С. 422-424.
- Траскин В.Ю., Волович П.М., Проценко П.В., Кучериненко Я.В., Скворцова З.Н.* Масштабный фактор при смачивании границ зерен в поликристаллах // Коллоидн. журн. 2005. Т. 67, № 3. С. 404-409.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика». М.: Наука. 2008. С. 147-164.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Перцов Н.В., Щукин Е.Д., Ребиндер П.А.* Адсорбционное пони-

- жение прочности кристаллов щелочных галогенидов // ДАН СССР. 1970. V. 191. С. 876
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Кукшев В.И. и др.* Образование жидких межзеренных прослоек в поликристаллах щелочных галогенидов // Коллоидн. журн. 1974 Т. 36. № 4. С. 62-69.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Модельные представления и экспериментальные данные о транспорте жидкости по границам зерен // Коллоидн. журн. 1997. Т. 59, № 6. С. 827-832.
- Траскин В.Ю., Абдрахимов М.З., Скворцова З.Н.* Проявление эффекта Ребиндера в условиях сверхглубокого бурения // Коллоидн. журн. 1998. Т. 32, № 1. С. 23-25.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Абдрахимов М.З.* Физико-химические механизмы возникновения зернограницной проницаемости горных пород // Геоэкология. 1997. № 2. С. 30-35.
- Щукин Е.Д., Дукаревич М.В., Конторович С.И., Ребиндер П.А.* Об адсорбционном понижении прочности высокодисперсных пористых структур // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. С. 1109-1112.
- Щукин Е.Д., Перцов А.В., Амелина Е.А.* Коллоидная химия. М.: Высшая школа. 2007. 444 с.
- Arzi A.A.* Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks // Tectonophysics. 1978. V. 44. P. 173-184.
- Atkinson B.K.* Subcritical crack growth in geological materials // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B6. P. 4077-4114.
- Charles R.J.* Static fatigue of glass // J. Appl. Phys. 1958. V. 29, № 11. P. 1549-1560.
- Frury M., Schuh C.A.* Percolation and statistical properties of low- and high-angle interface networks in polycrystalline ensembles // Phys. Rev. B. 2004. V. 69. № 134115. P. 1-12.
- Gilman J.J.* Direct measurements of the surface energies of crystals // J. Appl. Phys. 1960. V. 31. № 12. P. 2208-2218.
- Paquet J., François P.* Experimental deformation of partially melted granitic rocks at 600-900°C and 250 MPa confining pressure // Tectonophysics. 1980. V. 68. P. 131-146.
- Rutter E.H.* Pressure solution in nature, Theory and experiment // J. Geol. Soc. 1983. V. 140. P. 725-740
- Sisson T.W., Grove T.L.* Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 143-146.
- Smith C.S.* Grain, phases and interfaces: an interpretation of microstructure Trans. Metall. Soc. AIME. 1948. V. 175, № 1. P. 15-51.
- Traskine V., Barralis J.* Liquid metal induced degradation of alloy 7010 // Proc. of V International Congress on Aluminum Alloys. 1996. London-Paris-NY. P. 237-240.
- Traskine V., Skvortsova Z.* Estimates of adhesive strength from contact angles // Abstracts of the third International Conference «High Temperature Capillarity». 2000. Kurashiki, Japan. P. 92-93.
- Traskine V., Protsenko P., Skvortsova Z., Volovitch P.* Grain boundary wetting in polycrystals: wettability of structure elements and liquid phase connectivity // Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering aspects. 2000. V. 166. P. 261-268.
- Traskine V., Volovich P., Protsenko P., Kucherinenko Ya., Botchenkov S.* Percolation approach to grain boundary wetting: theory, computer simulation and experiment.// Trans JWRI; 2001. V. 30, Sp. Iss., P. 21-26.
- Traskine V., Volovitch P., Barrallier L., Kucherinenko Y., Protsenko P., Skvortsova Z.* Finite size scaling in grain boundary wetting // J. Mat. Sci. 2005. V. 40. P. 2349-2353.
- Traskine V., Skvortsova Z., Muralev A.* Intergranular pressure solution in internally wetted polycrystals: Effect of additives // Mat. Sci. and Eng. A. 2008. V. 495. P. 132-137.
- Traskine V., Skvortsova Z., Muralev A.* Pressure solution creep under cyclic loading // Geophys. Res. Abstr. 2008. V. 10. EGU General Assembly, EGU2008-A-08395.
- Van der Molen I., Paterson M.S.* Experimental deformation of partially melted granite // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 70. №3. P. 229-318.
- Volovitch P., Barralier L., Baudin T., Traskine V.* Percolation properties of internal wetted polycrystals: effect of stresses and material structure.// Material Science Forum. 2002. V. 404-407. P. 373-380.
- Wiederhorn S.M.* Subcritical crack growth in ceramics // In: Fracture mechanics of ceramics. NY: Plenum Press. 1974. V. 2. P. 613-646.
- 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.