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

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.

ШКОЛА 2011
Т. 1

Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара

17-21 октября 2011 г.,
г. Москва

Москва
2011

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2011. Т. 1 – 290 с.

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

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

Редактор
Е.С. Лермонтова

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

Предисловие

В 2009 году в Москве в Институте физики Земли РАН была проведена «Первая молодежная тектонофизическая школа-семинар», на которой было представлено более сорока докладов молодых участников и двенадцать докладов-лекций крупных российских ученых, лидеров в своих направлениях наук о Земле. В отличие от проведенной в ИФЗ РАН в 2008 году Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» результаты работы молодежной школы-семинара не были освещены в научной печати. Поэтому в настоящем предисловии мы кратко ее представим, дав при этом некоторые научные комментарии и объявив темы докладов лекций новой школы-семинара.

Первая школа-семинар 2009 г прошла очень успешно. За редким исключением состоялись практически все заявленные доклады как молодых, так и уже широко известных ученых-лекторов.

Замечательный доклад по проблемам разведки углеводородных залежей Западной Сибири был сделан д.физ-мат.н. Г.Н. Гогоненковым. В нем были представлены уникальные результаты по изучению трехмерных структур осадочных бассейнов с использованием технологии 3D-сейсмики. Центральная геофизическая экспедиция, одним из руководителей которой является Г.Н. Гогоненков, для изучения возможных механизмов формирования этих структур создала и финансировала специальный научный проект. К работе в этом проекте были привлечены крупнейшие геомеханики и тектонофизики России. Подобное сотрудничество научно-производственных структур и фундаментальной, академической науки следует только приветствовать, т.к. новые уникальные данные о глубинном строении горных массивов в районах месторождений дают мощный импульс научным исследованиям. Здесь важно, чтобы результаты этих исследований были восприняты даже тогда, когда они не соответствуют устоявшимся в производственной практике представлениям.

Блестящий доклад был сделан главным научным сотрудником Геологического института (ГИН) РАН, д.физ.-мат.н. Б.Г. Поляком по проблемам мантийного гелия. Эта проблема смыкается с проблемой транспорта из мантии внутренней энергии в виде тепла и, возможно, водорода или другого флюида. В работах Б.Г. Поляка показано, что периоды времени, отвечающие поступлениям в атмосферу мантийного гелия, соответствуют этапам тектонической активизации, что отвечает представлениям о мощном привносе в литосферу мантийного тепла, поступающего вместе с аномально разогретой мантией. Еще один доклад от ГИН РАН был сделан главным научным сотрудником этого института, д.геол.-мин.н. В.Г. Трифоновым по проблемам горообразования. Были представлены результаты исследования скоростей поднятий и периодов активизации горообразования для орогенов Альпийско-Гималайского пояса. В докладе было показано, что результаты геолого-геоморфологических методов дают 2-3х кратный прирост увеличения высот в последние 2 млн. лет. В этом году на школе-семинаре В.Г. Трифонов сделает доклад на тему «Астеносферные потоки как источник перемещения и деформации литосферы».

Важным для молодых ученых являлся обзорный доклад доцента С.-Петербургского государственного университета, к.геол.-мин.н. В.Н. Войтенко. Он представил мировой уровень развития современных методов структурной геологии и, в частности, методов стрейн-анализа. Специалистов подобного уровня в России в этой области сейчас практически нет. Данный доклад, иллюстрированный богатым геологическим материалом Тянь-Шаня, явился хорошим учебным курсом для молодых ученых. Методы структурно-тектонофизического анализа разрывов разного ранга в работе школы-семинара этого года будут представлены в докладах старшего научного сотрудника МГУ, к.геол.-мин.н. Л.М. Расцветаева «Содвиговые парагенезы в ансамблях коллизионных структур», а также зав. лаб. экологических проблем нефтегазового комплекса Института проблем нефти РАН, к.геол.-мин.н. А.И. Никонова «Тектонофизические аспекты структурного дешифрирования линеаментных систем».

В программе школы-семинара 2009 г был заявлен доклад профессора МГУ, д.физ.-мат.н. В.Ю. Траскин «Механические свойства, реология горных пород и влияния на них эффекта Ребиндера», который не состоялся из-за болезни докладчика. В рамках второй школы-семинара 2011 г В.Ю. Траскина сделает доклад на тему «Физико-химическое влияние поверхностно-активных флюидов на прочность и реологические свойства горных пород». В своих работах В.Ю. Траскин, продолжая работы П.А. Ребиндера, Е.Д. Щукина, Н.В. Перцева и др., исследует физико-химические процессы микроуровня, определяющие особенности деформирования образцов при взаимодействии пленочной жидкой фазы и

кристаллов, которые и формируют реологические свойства материалов. В геомеханике и тектонофизике это явление именуется эффектом Ребиндера, под которым понимается *любое изменение механических свойств твердых тел самого разнообразного состава (в том числе минералов и горных пород) в результате их обратимого физико-химического взаимодействия со средой, приводящего к понижению их поверхностной энергии в процессе деформации или разрушения.* Поскольку разломы являются именно теми объектами, в которых выполняются практически все условия экспериментов П.А. Ребиндера, то данное направление следует рассматривать как одно из наиболее актуальных в тектонофизике.

Сибирская школа геомехаников в 2009 г была представлена докладом молодого, но очень динамично развивающегося ученого из Томского Института физики прочности и материаловедения (ИФПМ) СО РАН, д.физ.-мат.н. Ю.П. Стефанова. В докладе была представлена современная теория геомеханики упруго-пластических сред, лежащая в основе создаваемых сегодня численных методов расчета деформируемого твердого тела. Эта теория, реализованная в компьютерных программах, в сочетании с мощными счетными процессорами позволяет изучать закритические деформации материалов в условиях близких к физическому эксперименту. Благодаря работам томской школы геомехаников в численных моделях возможно получение структур деформационной локализации (полосы Людерса - Чернова), а также эшелоны трещин (сколы Риделя) в условиях начального однородного нагружения, что совсем недавно являлось прерогативой только физического эксперимента. В этом году данное научное направление в работе нашей школы представит профессор Томского государственного университета, зав. лаб. механика структурно-неоднородных сред ИФПМ СО РАН, д.физ.-мат.н. П.В. Макаров в докладе «Явление самоорганизованной критичности в эволюции НДС».

Еще одними гостям ИФЗ, приехавшими на школу-семинар из Сибири, являлись лидеры иркутских тектонофизиков академик РАЕН, профессор Иркутского Политехнического Института, д.геол.-мин.н. С.И. Шерман и зав. лаб. тектонофизики ИЗК СО РАН, д.геол-мин.н. К.Ж. Семинский. В их докладах были представлены результаты исследований особенностей развития внутренней разрывной структуры крупных разломных зон, а также процессов активизации систем разломов, выражающихся в последовательности сейсмических событий. Эти работы, являющиеся «визитной карточкой» иркутских тектонофизиков, начаты в шестидесятых годах прошлого века работами самого С.И. Шермана и в определенном смысле практически полностью охватили возможности анализа трещинной структуры разрывов на мегаскопическом уровне без привлечения к исследованиям изменчивости их структурно-вещественного состава так, как это делается, например, в работах Б.М. Чикова, к чему призывал В.В. Белоусов и на что было особое внимание обращено на тектонофизической конференции 2008 г, прошедшей в ИФЗ РАН в докладе Ю.Л. Ребецкого.

Сопоставляя с одной стороны, отмеченные выше работы П.А. Ребиндера, Ю.В. Траскина и др., а с другой работы по изучению внутренней структуры разломных зон, заметим, что упрощенные представления дислокационной теории пластичности, которые лежат в основе наших взглядов на процесс трещинного течения горных пород (см. монографию Ю.Л. Ребецкого, 2007), не в состоянии объяснить наблюдаемой в эксперименте сложной, динамически изменяемой микро- и наноструктуры материалов на закритической стадии деформирования. Это блестяще показано в работах томских физиков – учеников академика В.Е. Панина. В этих исследованиях выделено несколько периодов закритического поведения материалов со свойственной каждому из таких периодов своей особенностью формирования необратимых деформаций. Реакция вещества на нагружение изменяется от пространственно стабильных полос локализации до медленных волн деформаций и стоячих автоволн. Установлена важная роль градиентов напряжений на закритической стадии деформирования, а также роль фазовых твердотельных превращений. Без привлечения вещества и изучения его состояния в зонах разломов мы не сможем решить проблему прогноза их поведения. При этом результаты томских мезомехаников в тектонофизике следует воспринимать в двух масштабных уровнях. С одной стороны, процессы структурно-вещественных преобразований, происходящие на микроуровне на закритической стадии деформирования, также определяют поведение и локальное состояние малых участков разломов. С другой, выделенные в ходе исследований особенности протекания деформаций на мезо- и наноструктурном уровне могут иметь аналоги на мегауровне в масштабах сотен метров и даже сотен километров. Последний случай не следует воспринимать примитивно, с позиции теории подобия, заслуженно применяемой при тектонофизическом моделировании. Здесь речь идет не о подобии, а об

аналогии, в которой конечно же не все элементы структуры, играющие важнейшую роль в микромире, будут иметь аналоги на мега-уровне.

В докладе профессора Московского государственного горного университета, зав. лаб. современной геодинамики ИФЗ РАН, д.физ.-мат.н. Ю.О. Кузьмина рассматривались ключевые проблемы современной геодезии, где с одной стороны ряды долговременных наземных геодезических измерений достаточно часто показывают колебательный характер современных движений на временах 30-50 лет, что соответствует геологическим наблюдениям (В.В. Белоусов, 1976 и др.) на значительно больших временах в тысячи и десятки тысяч лет. Эти наблюдения объясняют парадокс больших и малых скоростей в современной геодинамике, о которых ранее писал В.В. Белоусов. Большие скорости современных движений земной коры при унаследованном характере движений от прошлых геологических эпох должны были бы сформировать горы и впадины в несколько километров высотой (глубиной). Это фактически не наблюдается, что связано именно с колебательным характером движений земной коры (Буланже, Магницкий, 1974). С другой стороны, в зонах разломов зафиксированы колебательные смещения в виде дельта-функций, которые явно связаны с процессами в теле самого разлома, определенные Ю.О. Кузьминым, как супер-интенсивные движения. В этом году на школе-семинаре Ю.О. Кузьмин сделает доклад на тему «Тектонофизические проблемы современной геодинамики».

Кроме отмеченных выше докладов, несколько докладов сделали организаторы школы-семинара 2009 г сотрудники лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН: зав. лаб., д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкий, д.геол.-мин.н. Л.А. Сим и к.геол.-мин.н. Ф.Л. Яковлев. В докладах Ю.Л. Ребецкого и Л.А. Сим были представлены базисные положения геомеханики и тектонофизики о закономерностях хрупкого разрушения и пластического течения горных пород, которые следует использовать для анализа природного напряженного состояния. Были детально разобраны методики полевой тектонофизики для реконструкции палеонапряжений по геологическим индикаторам, а также показаны основные результаты реконструкции современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. В своем докладе Ф.Л. Яковлев, используя натурные наблюдения и комплекс тектонофизических кинематических методов анализа морфологии разномасштабных структур Большого Кавказа, показал возможности определения величины деформаций и сбалансированного восстановления их геометрии, а также выявления их генезиса путем сравнения природных и экспериментальных объектов. Ф.Л. Яковлев решает обратную задачу тектонофизики по определению механизмов деформирования крупных геологических объектов, опираясь на большие деформации складчатых комплексов. Известно, что подобного рода проблемы имеют неединственное решение. С целью обеспечения корректности анализа Ф.Л. Яковлев делает ряд предположений: о генезисе складчатых комплексов, связанном с горизонтальным сокращением совместно с фундаментом; об отсутствии деформаций вдоль простирания структур Большого Кавказа. В этом году направления полевых тектонофизических исследований будет представлено в докладах Л.А. Сим «Применение полевых методов реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывах для решения теоретических и практических задач» и зам. дир. ИГЕМ РАН, д.геол.-мин.н. В.А. Петрова «Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения». Ю.Л. Ребецкий в этом году, так же как и два года назад, представит доклады, посвященные методическим проблемам изучения тектонических напряжений и роли гравитационного напряженного состояния в современной геодинамике.

Завершая наш обзор лекций на школе-семинаре 2009 г, отметим, что на школе-семинаре 2011 г запланированы два доклада, в которых будут обсуждаться проблемы тектонического течения горных пород. Эти доклады сделают профессор МГУ, д.геол.мин.н. М.А. Гончаров и крупный российский ученый, который в конце двадцатого века руководил проведением конференций по структурной геологии и тектонофизическому моделированию, д.геол.мин.н. А.В. Лукьянов.

В завершающий день школы-семинара состоялось обсуждение перспектив проведения подобных мероприятий. Все выступающие – как молодые участники, так и лекторы высказались за продолжение их проведения при сохранении именно такой формы школы-семинара: проведение докладов, как молодых ученых, так и лекций по разным направлениям наук о Земле. В процессе обсуждения были высказаны пожелания и критические замечания в адрес организаторов. Так, С.И. Шерман пожелал отмечать в докладах-лекциях не только достижения в представляемом направлении самого автора лекции, но и

давать обзор работ предшественников, показывать общее состояние данного направления. Было также высказано пожелание сместить дату проведения школы-семинара на октябрь, т.к. многие молодые ученые в сентябре находятся в полевых отрядах. Предложено проводить такие тектонофизические школы-семинары раз в два года.

Заметка о сотруднике лаб. тектонофизики ИФЗ РАН, д.физ.-мат.н. А.С. Григорьеве

В рамках проводимой нами тектонофизической школы-семинара мы хотели бы особое внимание уделить современным методам математического моделирования деформационных процессов. В лаборатории тектонофизики им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН использование методов математического моделирования для решения тектонофизических задач восходит к работам крупного советского механика Адриана Сергеевича Григорьева, который пришел в нее во второй половине 60-х годов и проработал в ней до своей смерти (1991 г). До этого А.С. Григорьев долгие годы работал в институте механики. Перейти в институт физики Земли в лабораторию тектонофизики его уговорил сам М.В. Гзовский, который жил с ним в одном доме на улице Вавилова. В этом году А.С. Григорьеву исполнилось бы 100 лет и мы хотим отметить его память в настоящем сборнике маленькой заметкой о его научных работах.

В лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН под руководством А.С. Григорьева была сформирована теоретическая группа по изучению напряженно-деформированного состояния тектонических объектов земной коры, в которую в разные годы входили: к.техн.н. Зинаида Евгеньевна Шахмурадова, Валерий Петрович Ионкин, к.техн.н. Юрий Леонидович Ребецкий (в лаб. с 1981 года) и Ирина Моисеевна Волович (в лаб. с 1983 года). Исследования этой группы включали три цикла.

Первый цикл задач: решение классическими методами механики сплошной среды ряда задач о напряжениях и деформациях земной коры при различных механизмах деформирования (для простейших геометрических и физических моделей геосреды). Были решены задачи: об образовании надвига, об изгибе осадочного чехла при вертикальных движениях блока фундамента, о деформировании литосферы над конвекционными потоками, об образовании складок продольного изгиба большой мощности и амплитуды.

Второй цикл задач: разработка решений для усложненных физических моделей геосреды, приближающей ее к условиям в тектоносфере. Прежде всего, это задачи о напряжениях и деформациях в литосфере с учетом изменения с глубиной ее вязкости (при изменениях состава слоев, температуры и плотности). В этом направлении было поставлено и решено несколько задач механики при воздействии на рассматриваемое твёрдое тело активных физических полей. К этому же направлению можно отнести работы, где деформации и смещения в процессе нагружения уже не могут считаться малыми. Этот раздел представляет особый интерес для исследований тектонических процессов, поскольку материал земной коры подвергается воздействию неоднородных температурного и гравитационного полей. Сюда следует также отнести теоретические работы о принципах и особенностях постановки задач описания тектонических процессов и структур. (Григорьев, 1979, 1984, 1989).

Третий цикл задач: разработка основ тектонофизической интерпретации современных движений на базе решения задачи о смещениях поверхности, напряжениях и деформациях слоя над разбитым на блоки фундаментом при типичных механизмах деформирования коры (взброс, сброс, горизонтальный сдвиг, раздвиг, содвиг и различное сочетание этих механизмов). В статье А.С. Григорьева «Вопросы математического моделирования в тектонофизике» [Экспериментальная тектоника, М.: Наука, 1985], дан анализ принципов и особенностей постановки задач описания тектонических процессов и структур. Этот цикл задач вышел за рамки его первоначальной постановки: тектонофизической интерпретации современных движений, предполагавшей нахождение тектонической структуры коры по данным о вертикальных перемещениях поверхности. Задача была поставлена в связи с тем, что на Терско-Сунженском и Припятском полигонах были поставлены натурные эксперименты по поиску вторичных залежей нефти по данным нивелирования поверхности. Необходимо было объяснить, почему залежи

приурочены к местам резкого увеличения градиентов вертикальных перемещений поверхности, объяснить, каким образом это связано с очевидным наличием в этих местах тектонических разрывов. Был рассмотрен вопрос о всех возможных типах тектонических образований в осадочном чехле при движении блоков кристаллического фундамента, о возникающих при этом полях напряжений, деформаций, перемещений и картине разрушения, которые и определяют в конечном счете вид градиентов вертикальных перемещений поверхности. Внимание было заострено на вертикальных перемещениях потому, что при изучении перемещений поверхности использовался наиболее простой и экономичный способ геодезической съёмки – нивелирование. В процессе постановки исследования А.С. Григорьевым совместно с соавторами, Ю.Л. Ребецким, И.М. Волович, З.Е. Шахмурадовой, был решён целый ряд фундаментальных задач. 1) Разработана классификация возникающих в осадочном слое структур в зависимости от типа разрыва фундамента, над которым они возникали и метод математического анализа, позволяющий анализировать любую из них. 2) Разработана методика комплексного использования математического моделирования и эксперимента, основанная на сближении расчётных и экспериментальных условий физического моделирования. Такая комплексность исследований позволяла изучать процесс математически для начальной стадии до появления существенных неоднородностей и больших деформаций и экспериментально при больших деформациях и нарушениях сплошности. 3) В результате была установлена связь между начальным полем напряжений и последующей картиной разрушения для всех типов структур, а также проявление связи между местом расположения разрыва фундамента и поверхностными деформациями, проявляющимися с самого начала процесса деформирования. 4) Разработан метод исследования и получены результаты также для слоистых массивов. 5) Выделены основные типы движений и их связь с сейсмичностью, рассмотрено деление территории СССР на области с различной современной тектонической активностью.

Особо следует отметить, что А.С. Григорьев всегда считал необходимым проведение физического моделирования в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН подкреплять математическим моделированием. Подобное сочетание физического эксперимента и теоретических расчетов является наиболее эффективным инструментом исследований, т.к. с одной стороны эти методы дополняют друг друга, а с другой определенным образом контролируют получаемый каждым из методов результат. Методы математического моделирования в том виде, в каком они существовали в 70-90-х годах прошлого столетия, давали возможность решать задачи механики в линейной постановке (упругое или идеально вязкое тело). Но даже подобные простейшие модели позволяли достаточно быстро выполнить анализ влияния различных параметров нагружения и свойств среды на результат, что в лабораторном эксперименте связано с большим объемом работ.

Статьи А.С. Григорьева в области тектонофизики по трем циклам работ:

I-ый цикл работ.

1. *Григорьев А.С.* Напряжённое состояние и деформации прямоугольного вязкого массива при боковом смещении // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971. С. 61-72.
2. *Григорьев А.С.* О деформациях земной коры, отвечающих гипотезе воздействия подкоровых конвекционных потоков // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. №1. С.
3. *Григорьев А.С. Ионкин В.П.* Об образовании и напряжённом состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1975. №12. С. 26-39.

II-ой цикл работ.

1. *Григорьев А.С., Ионкин В.П.* Решение задач тектонофизики методами механики твёрдого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1972. №1. С. 3-34.
2. *Григорьев А.С.* О решении плоской задачи для линейновязкого неоднородного тела // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974. № 2. С.80-84.
3. Григорьев А.С. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. №6. С
4. *Григорьев А.С.* Определение напряжений и деформаций в литосфере с учётом изменения вязкости с глубиной // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1978. №8. С. 12-24.
5. *Григорьев А.С.* Об определении напряжений и деформаций в литосфере с учетом изменения вязкости с глубиной // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 126-138.
6. *Григорьев А.С.* Плоская задача нелинейной ползучести неоднородного тела (к определению тектонических напряжений) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1984. №1. С. 3-10.
7. *Григорьев А.С.* Вопросы математического моделирования в тектонофизике // Экспериментальная тектоника. М.: Наука. 1989. С. 31-46
8. *Григорьев А.С.* О математическом моделировании в тектонофизике // Сб. Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С.21-29.

III-ий цикл работ.

1. *Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И., Михайлова А.В,, Никонов А.А, Осокина Д.Н., Степанов В.В., Шахмурадова З.Е.* Интерпретация современных движений тектонофизическими методами (вопросы связи с механизмом деформирования и с напряжённым состоянием участков коры) // Современные движения земной коры. Тарту: Изд. АН Эстонской ССР. 1973. №5. С. 579-588.
2. *Григорьев А.С. Шахмурадова З.Е.* Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры // Современные движения земной коры. Тарту: Изд. АН Эстонской ССР. 1973. № 5. С. 595-604
3. *Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е.* Зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 97–125.
4. *Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е.* О кинематических характеристиках движения дневной поверхности и напряженном состоянии осадочного чехла в зонах над разломами фундамента // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1979. № 1. С. 3–20.
5. *Григорьев А.*С., *Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю., Шахмурадова З.Е.* Некоторые вопросы тектонофизической интерпретации современных движений.//Современные движения земной коры. (*Результаты исследований по международным геофизическим проектам*). Теория, методы, прогноз. М.: Наука. 1980. С. 19-35.
6. *Донабедов А.Т. Сидоров В.А., Григорьев А.С.* и др. Связь между современными смещениями земной поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах // Математическое моделирование в геофизических исследованиях на нефть и газ. М.: Наука. 1982. С. 3-15.
1. *Григорьев А.С.*. О связи напряженного состояния верхнего слоя земной коры с движениями фундамента // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1984. С. 30–39.
2. *Григорьев А.С., Михайлова А.В.* Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 131–146.
3. *Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е.*Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 5-31
4. *Григорьев А.С., Ребецкий Ю.Л., Волович И.М.* Напряжённое состояние и кинематика слоя, обусловленные движениями блоков его основания (в связи с интерпретацией современных движений) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 31-41
5. *Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е.* Исследование напряжённого состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987.
6. *Григорьев А.С., И.М.Волович* и др. Задача о раздвиге // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1987. № 6. С. 3- 21

Краткий обзор работ А.С. Григорьева в области механики

Работы А.С. Григорьева по прикладной теории упругости и пластичности и полученные им результаты широко известны зарубежным и советским специалистам. Большой интерес приобрёл цикл его работ, посвящённых расчёту пластических неоднородных стержней и пластин. Однако наибольшую актуальность сейчас имеет цикл работ для весьма тонких оболочек, исчерпание несущей способности которых наступает при больших деформациях и смещениях. Эти работы определили интерес механиков к теории оболочек при больших деформациях и её приложениям к конкретным задачам.

Ниже излагается обзор его основных работ, разбитых по циклам.

В работе [1], имевшей непосредственное приложение к расчёту узлов авиационных конструкций, было предложено обобщение известной задачи Винклера об изгибе балок на упругом основании. Был построен метод решения задачи в случае сплошного упругопластического основания. В соответствии с данными эксперимента по некоторым пластикам на основе древесины предполагалось, что реакция основания пропорциональна прогибу балки лишь до некоторой характерной его величины, а при превышении последней остаётся постоянной. Был решён ряд задач и предложен путь оптимального использования несущей способности основания, проиллюстрированный практическим примером. Работы [1-7, 11, 16] посвящены упругопластическому изгибу и предельному равновесию круговых и кольцевых пластин. В первой из них, относящейся к 1962 году, рассмотрен осесимметричный изгиб опёртой по контуру круглой пластины из линейно упрочняющегося материала, методом, основанном на введении двух функций – линейных комбинаций главных кривизн, для которых решается краевая задача.

А.С. Григорьев в работе [6] предложил построенный метод к задачам изгиба за пределом упругости плит переменной толщины при произвольной осесимметричной нагрузке в различных краевых условиях. При упругих деформациях был развит метод сведения разрешающего уравнения к интегральному уравнению Вольтерра. Решён численно ряд задач упруго пластического изгиба; для свободно опёртых кольцевых пластин построены

приближённые решения в элементарных функциях, основанные на пренебрежении радиальным нормальным напряжением в сравнении с кольцевым. Вновь обращаясь к анализу своих экспериментов, автор отметил большое влияние сжимаемости материала на величины смещений и предложил простой приближённый приём введения соответствующей поправки. В небольшой заметке [11] сформулирована постановка задачи о профиле плиты равного сопротивления изгибу; под последней подразумевалась пластина, во всех точках внешних слоёв которой одновременно возникает пластическое состояние. При этом дано решение практически интересного примера о профиле кольцевой пластины, нагруженной по внутреннему и опёртой по внешнему контуру. Основное положение этой статьи впоследствии неоднократно использовалось другими авторами. Принципиальный интерес с точки зрения применения метода предельного равновесия представляют работы [7, 16]. В первой из них на основании анализа упруго пластического равновесия плиты, несущей поперечную нагрузку и растягивающие силы, равномерно распределённые вдоль контура, было показано, что предельному равновесию отвечает полное вырождение зон упругих деформаций. Была определена предельная нагрузка в нескольких конкретных случаях. Заметим, что несколько лет спустя аналогичные результаты были получены за рубежом при помощи метода жёстко пластичного анализа. Во второй работе был рассмотрен аналогичный вопрос применительно к изгибу защемлённой по контуру круглой плиты при использовании условия пластичности Губера - Мизеса. Это решение представляло специфический интерес, поскольку при использовании условия Треска - Сен-Венана непрерывный переход к предельному состоянию при активной деформации представлялся неосуществимым – появлялись зоны разгрузок. В работе [12] представлено решение практически интересной задачи о «запрессовке» под действием внутреннего давления цилиндрической трубы из пластичного материала в упругую внешнюю среду.

Второй, относительно небольшой цикл работ [10, 15, 19] посвящён задачам упруго пластического равновесия стержней и пластин из пластически неоднородного материала. А.С. Григорьев рассмотрел относительно частный класс задач, когда вследствие механической или термической поверхностной обработки существенно изменяется предел текучести материала при удалении от поверхности. Аналогичное явление может быть и следствием облучения. В работе [10] даётся общая постановка задачи и рассматривается ряд относительно простых примеров: изгиб и кручение стержней, вращающийся диск постоянной величины. Работы [15] и [19] посвящены упруго пластическому изгибу плит при переменном по толщине пределе текучести. В последней статье доказывается теорема о том, что величина нагрузки, отвечающей предельному равновесию пластически неоднородной плиты, равна нагрузке, найденной для однородной плиты при том же законе распределения внешних сил и тех же граничных условиях, умноженной на безразмерный коэффициент, зависящий только от закона изменения предела текучести по толщине. Приводится формула для вычисления этого коэффициента – «поправка на неоднородность».

Переходя к последнему большому циклу работ А.С. Григорьева, посвящённому гибким оболочкам, остановимся сначала на статьях [2] и [13], где рассматривались мембраны. Задача о больших перемещениях и деформациях круглой мембраны под действием равномерного давления уже давно рассматривалась другими авторами при различных допущениях и различных предложениях о законе деформирования. А.С. Григорьев оценил такие вводимые допущения, как постоянство толщины, приближённые выражения для главных кривизн средней поверхности и т. п. Используя степенной закон упрочнения, он получил решение, результаты которого очень хорошо совпали с известными экспериментальными данными до самого момента разрушения. Было явно обнаружено, что с ростом деформации параметр нагрузки стремится к некоторому максимальному значению. Заметим, что при расчёте упругой мембраны А.С. Григорьев получил численные значения напряжений и прогибов в центре мембраны, уточняющие известные результаты Генки. В работе [13] рассматривалась прямоугольная мембрана под равномерным давлением, и было получено приближённое решение упруго пластической задачи.

Анализируя решение задачи в случае упругого материала, полученное Генки, А.С. Григорьев установил некорректность этого решения и показал, что итерационный процесс, построенный Генки для отыскания корней нелинейной системы, к которой в результате применения метода конечных разностей свелась задача, является расходящимся. В работе [13] было получено альтернативное решение. С 1956 года основные научные интересы А.С. Григорьева с вязаны с исследованиями равновесия тонких оболочек при больших деформациях [6, 9, 14, 17, 18, 20-22, 25]. В первых двух статьях идёт речь об оболочках начальной цилиндрической формы, в работах [14] и [18] изложены основы теории применительно к оболочкам вращения с начальной произвольной гладкой формой меридиана и жёсткими подкреплениями – днищами. Нагрузка предполагается в виде нормального давления, в общем случае изменяющегося вдоль меридиана. Материал считается несжимаемым, для него вводится зависимость между интенсивностями истинных напряжений и логарифмическими деформациями. Разности главных напряжений считаются пропорциональными разностям главных логарифмических деформаций. Как следствие больших деформаций постулируется безмоментность оболочки; учитывается изменение её толщины в процессе деформирования, соотношения геометрического характера записываются точно. При этих предпосылках определение главных напряжений в оболочке и её формы в зависимости от нагрузки свелось к нелинейной системе четырёх уравнений относительно толщины оболочки, координат и угла поворота срединной поверхности. Так же, как и в теории мягких оболочек, здесь рассматриваются два основных возможных состояния оболочки: двухосное, когда оба главных напряжения положительны, и одноосное или складчатое, когда кольцевое напряжение считается равным нулю. Основные системы были составлены для обоих этих случаев. Детально рассматривались и

формулировались краевые условия, отвечающие существованию купола, днищ, сопряжению областей указанных состояний.

Одной из основных особенностей расчёта оболочек при больших деформациях является специфическое определение несущей способности. Последняя, если материал обладает высокими пластическими свойствами, связывается с явлением «пластической неустойчивости при растяжении», с существованием максимума на кривой «нагрузка – характерная деформация». В ряде конкретных задач авторы точно или приближённо находили это максимальное значение параметра нагрузки. Однако для общего случая доказательство его существования и формулирование соответствующих условий было дано А.С. Григорьевым. Статьи [25, 26] представляют собой краткий обзор литературы, посвящённой теории и задачам равновесия оболочек при больших деформациях, охвативший более 90 работ. Статьи [23, 24] примыкают к описанному выше циклу исследований. В [24] на примере рассмотрено существование критического времени при растяжении в условиях ползучести и обращено внимание на связь последнего с так называемым временем вязкого разрушения.

В заключение следует отметить, что основные результаты, полученные Адрианом Сергеевичем Григорьевым, докладывались на Всесоюзных съездах по механике, Конференциях по теории оболочек и пластин, по теории упругости и пластичности и на Международных симпозиумах. Большое место в жизни А.С. Григорьева занимает научно-организационная и педагогическая деятельность. Около 40 лет он читал лекции в вузах Москвы для студентов, аспирантов и преподавателей.

Адриан Сергеевич Григорьев был замечательным педагогом, он являлся профессором Московского инженерно-строительного института (МИСИ) им. В.В. Куйбышева, читал курс по механике пластин и оболочек. Он также преподавал в Московском институте народного хозяйства (Плехановка), в Московском авиационном институте (МАИ). Являясь высоко эрудированным исследователем в своей области, он также глубоко разбирался в вопросах истории, культуры, живописи. Там, где появлялся А.С. Григорьев, центр общения всегда смещался в его сторону. У него было очень много аспирантов и все они защитили кандидатские диссертации, многие уже доктора наук, а некоторые стали членам РАН.

Список работ А.С.Григорьева по механике

1. Метод расчёта балки на упруго пластическом основании применение этого метода к расчёту болтов в древесине. Труды ЦАГИ, 1946, №600.
2. Исследование работы круглой мембраны при больших прогибах за пределом упругости. Инж.сб., 1951, т.11.
3. Об изгибе круглой плиты за пределом упругости. ПММ, 1952, т.16, вып.1.
4. Изгиб круглой плиты при линейном упрочнении материала. Инж.сб., 1952, т.13.
5. О несущей способности кольцевых пластин. Инж.сб., 1953, т.16.
6. Изгиб круговых и кольцевых пластин переменной и постоянной толщины за пределом упругости. Инж.сб., 1954, т.20.
7. Несущая способность растянуто-изогнутых круглых пластин. Инж.сб., 1956, т.24.
8. Равновесие безмоментных цилиндрических оболочек при больших деформациях за пределами упругости. Тр. III Всес. матем. съезда, 1956, т. 1.
9. Напряжённое состояние безмоментных цилиндрических оболочек при больших деформациях. ПММ, 1957, т.21, вып.6.
10. On elastic-plastic deformations and the long-carrying capacity of roads and plates, non-homogeneous in the plastic range. In: Non-homogencity in elasticity and plasticity. London, Pergamon Press, 1959.
11. О плитах равного сопротивления изгибу. Инж.сб., 1959, т.25.
12. Пластические деформации цилиндрической трубы в упругой среде. Сб. научн. работ Моск. ин-та нар. хоз-ва, 1959, вып. 15, ч. 2.
13. Большие прогибы прямоугольных мембран. Изв. АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение, 1959, №3.
14. Равновесие безмоментной оболочки вращения при больших деформациях. ПММ, 1961, т.25.
15. Об изгибе круглых пластин из материала, неоднородного при пластических деформациях. Arch. mech. slosowanej, 1962,n. 13, № 5.
16. Изгиб круглой защемлённой пластинки за пределом упругости. 17. The equilibrium of momentless cylindrical shells from nonlinearily elastic material under pressure varying along shells axis. Appl. Mech., Amsterdam – New-York, Elsevier Pabl. Co., 1962.
18. The stress state and the carrying capacity of flexible plates and shells at large deformations. Proc. of the IASS Sympos., Warsaw, Sept. 2 – 5, 1963.
19. Несущая способность круговых и кольцевых пластин из пластически неоднородного материала. Инж. ж.,1964, т.4, вып. 3.
20. Устойчивость безмоментных оболочек вращения в условиях растяжения. Тр. VI Всес. конф. по теории оболочек и пластинок. М., «Наука», 1966.
21. Tensile instability in cases of large deformations. J. Roy. astrpon. Soc., 1967, vol. 14, No. 1-4.
22. Об устойчивости безмоментных оболочек вращения в условиях растяжения. Инж. ж. МТТ, 1967, №1.
23. О больших деформациях гибкой нити. Инж. ж. МТТ, 1967, №3.
24. О времени вязкого разрушения и критическом времени в условиях ползучести. Инж. ж. МТТ, 1968, №4.
25. О теории и задачах равновесия оболочек при больших деформациях. Изв. АН СССР. ТТН. 1970, №1.
26. О теории и задачах равновесия оболочек при больших деформациях. Тр. VII Всес. конф. по теории оболочек и пластинок. (Днепропетровск. 1969) М.: «Наука», 1970.

СТРОЕНИЕ КОРЫ АНТАРКТИДЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.А. Баранов

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

ВВЕДЕНИЕ

Континентальная кора - наиболее неоднородная часть Земли. Построение ее детальных региональных моделей, помимо самостоятельного значения важно и для различных приложений. Например, для разделения эффектов неоднородностей коры и верхней мантии в методе сейсмической томографии, который остается главным инструментом исследования мантии. Модели коры как входные параметры нужны для выделения мантийных гравитационных аномалий, при расчетах распространения поверхностных волн и др. Эти модели в цифровом виде, как правило, представляются в виде массивов данных по регулярной сетке, которые описывают глубину границы Мохоровичича, мощности слоев коры и сейсмические скорости в них. В работе построена уточненная цифровая модель консолидированной коры Антарктиды на сетке 1º×1º AntCRUST-09, в основу которой положены сейсмические данные. Было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломленным, обменным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов, данные о подледном рельефе, а также другие геофизические данные. По сравнению с предыдущими моделями строение коры уточнено и детализировано. Для Антарктического региона (который по причинам труднодоступности и экстремальным климатическим условиям до сих пор остается слабоизученным) общедоступны (в виде файлов данных, расположенных на открытых сайтах) 2 модели, которые являются частями глобальных моделей коры: (1) CRUST 5.1 [Mooney et al., 1998] с разрешением 5º×5º и (2) CRUST 2.0. [Bassin et al., 2000] с разрешением 2º×2º , а также старые неформализованные модели, описанные в работах [Groushinky, et. al., 1992; Bentley, 1991]. Детальность модели CRUST 2.0 для Антарктики минимальна. Глубина до границы Мохо в этой модели для всей Восточной Антарктиды примерно постоянна и равна 34-36 км. Для построения цифровых карт автор придерживался методики, описанной в работах [Mooney et al., 1998; Bassin et al., 2000; Baranov, 2010] и других. Она заключается в тщательном анализе, сопоставлении многочисленных разнородных сейсмических и других геофизических данных и их ранжировании, в результате чего для построения унифицированной цифровой модели всего региона отбираются наиболее достоверные значения. На карту рельефа наносились разнородные геофизические данные, и после проверки взаимного соответствия проводились изолинии глубины до границы Мохо и внутренних слоев коры. После этого все данные собирались в единый файл и затем интерполировались на сетке 1 на 1 градус в пределах нужной области. За основу модели были взяты данные модели коры CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000], в которую интегрировались результаты новых сейсмических исследований, полученные на основании интерпретации отраженных и преломленных волн на профилях ГСЗ, а также результаты обработки сейсмических записей волн от землетрясений (обменные и поверхностные волны). Результаты интерпретации поверхностных волн использовались ограниченно и только при отсутствии других данных, так как они дают менее достоверную информацию. Для заполнения массивов данных в областях, где отсутствуют геофизические измерения, проводилась достройка контуров границы Мохо по подледному рельефу, используя зависимости из [Groushinky, et. al., 1992] и методы интерполяции и экстраполяции.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЛУБИНЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА АНТАРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

В центре региона располагается Антарктический континент, покрытый мощным ледниковым панцирем. Трансантарктические горы разделяют весь континент на Западную и Восточную части. Восточная Антарктида представляет собой древнюю докембрийскую платформу, а Западная Антарктида – современную рифтовую зону [Bentley, 1991]. На рис. 1 показана общая карта Антарктиды с подледным рельефом и сейсмическими данными по строению коры. Черными линиями показаны профили, а крестиками данные “приемных функций”. Данный рисунок предназначен для общего представления об изученности разных районов Антарктиды сейсмическими методами.

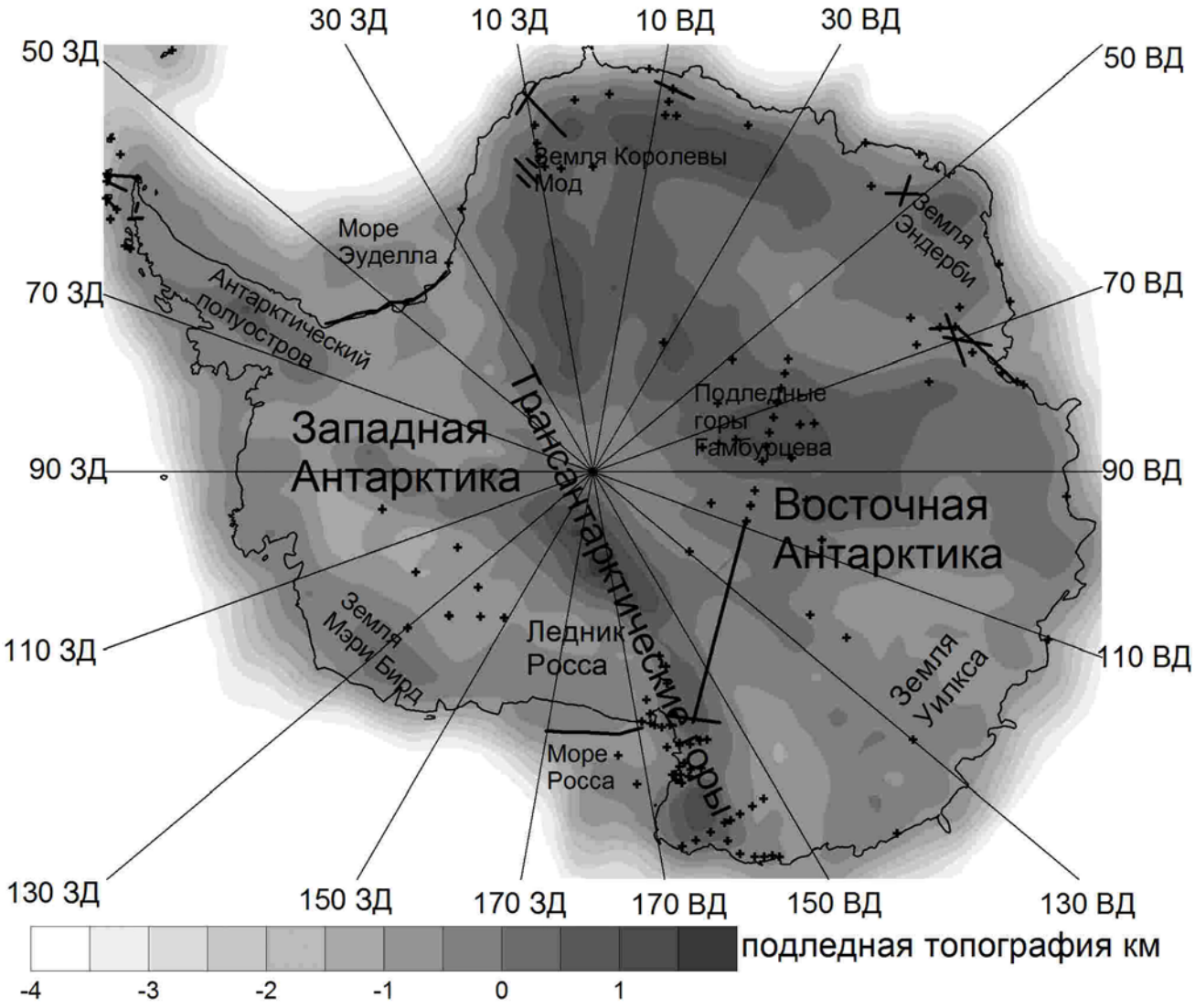


Рис. 1. Общая карта Антарктического континента с подледным рельефом (серые тона, шкала внизу). Черной линией показаны границы континента. Сейсмические профили показаны жирными черными линиями, а крестиками данные "приемных функций"

Западная Антарктида. Западная Антарктика является крупнейшей зоной континентального растяжения на Земле и включает в себя глубочайшую депрессию Антарктического континента — впадину Бентли [Lythe et al., 2001], вероятно, рифтового происхождения. Для Западной Антарктики сейсмические данные показывают утоненную континентальную кору, толщина которой варьирует от 16 км в море Росса до 40 км на Антарктическом полуострове. Антарктический полуостров является одним из самых доступных и изученных регионов Антарктиды в силу климатических условий и существенная часть его не покрыта льдами. Он характеризуется континентальной корой мощностью 34-42км. На рис. 2 приведены сейсмические данные по морю Росса. Цифрами показана глубина до Мохо в километрах, точками данные сейсмических станций. Море Уэдделла характеризуется глубиной до Мохо от 38 км на побережье у основания Антарктического полуострова, далее они постепенно уменьшаются ксередине ледника Ронне до 28-32 км (напротив острова Беркнера), а с началом ледника Филшнера при приближении к Трансантарктическим горам они сначала возрастают до 36 км, а потом и до 42 км [Leitchenkov and Kudryavtzev, 1997; Kudryavtzev et al., 1987; Петрик и др., 1982]. Южная часть Земли Мэри Бэрд характеризуется глубиной до Мохо около 25 км (станция MBL) [Winberry and Anandakrishnan, 2004]. По направлению к Южному полюсу глубина до Мохо сначала возрастает до 28 км (станции ISDE, OND, SDM) и далее до 31 км (станция STC). Для рифта Бентли глубина до Мохо составляет 21 км (станция MTM).

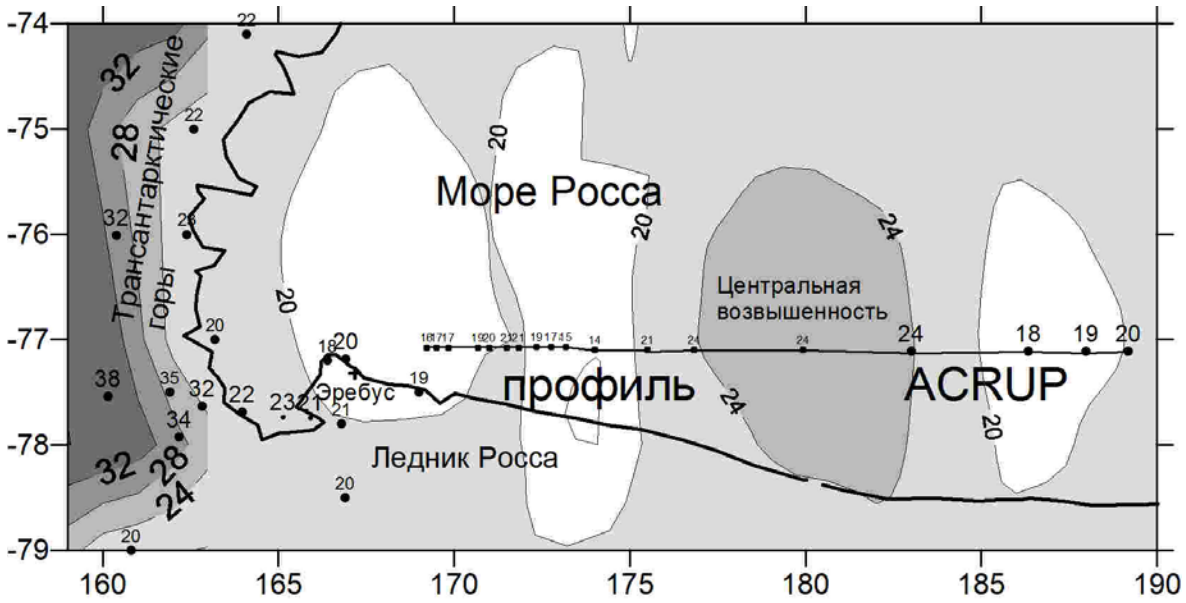


Рис. 2. Новая карта глубин до границы Мохо (различные градации серого, разделенные изолиниями) для моря Росса и сейсмические данные, на которых она основана. Точками показаны сейсмические данные, контурами – итоговая карта глубин до Мохо. Черная сплошная линия – береговая линия Антарктиды

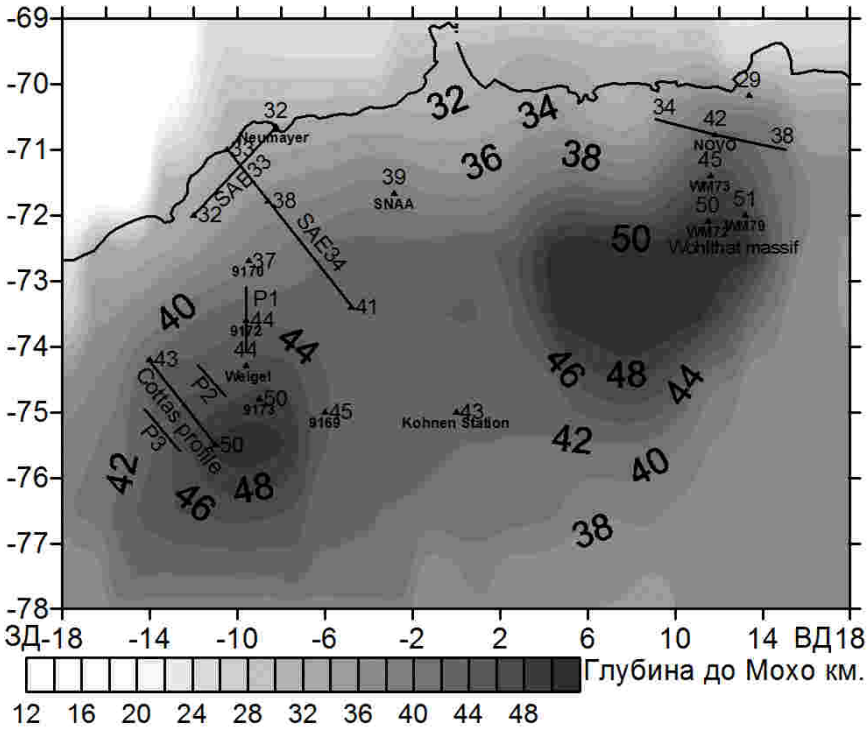


Рис. 3. Новая карта глубины до границы Мохо для Земли Королевы Мод (тоновая шкала внизу рисунка). Треугольниками показаны сейсмические станции с глубинами до Мохо по данным «приемных функций», прямыми линиями - сейсмические профили ГСЗ, ломаной линией - береговая линия.

Восточная Антарктида. Восточная Антарктида представляет собой древнюю докембрийскую платформу, сходную с докембрийскими платформами Индии, Бразилии, Африки и Австралии. Внутри платформы выделяют несколько древних кратонов и континентальных рифтов, погребенныпод толщей льда. Возраст пород кристаллического фундамента составляет 2,5-2,8 млрд. лет, самые древние породы Земли Эндерби — более 3 млрд. лет [Kanao and Shibutani, 2005]. Глубина до Мохо варьирует от 26-28 км в рифтах до 54 км в западной части Земли Королевы Мод и до 58 км под горами Гамбурцева. Глубина до Мохо для Земли Королевы Мод (рис. 3) существенно варьируется. Минимальные значения имеют место у побережья (28 км), затем Мохо углубляется к центру кратона Грюнегона до 52 км [Hoffmann et al., 2003]. Вдоль профиля Коттас глубина до Мохо меняется от 44 до 50 км (с севера на юг) [Kogan, 1992]. Чуть севернее 3 профиля (18 станций) дают чуть меньшие глубины до Мохо [Hungeling and Tyssen, 1991]. У побережья глубина до Мохо составляет 29 км.

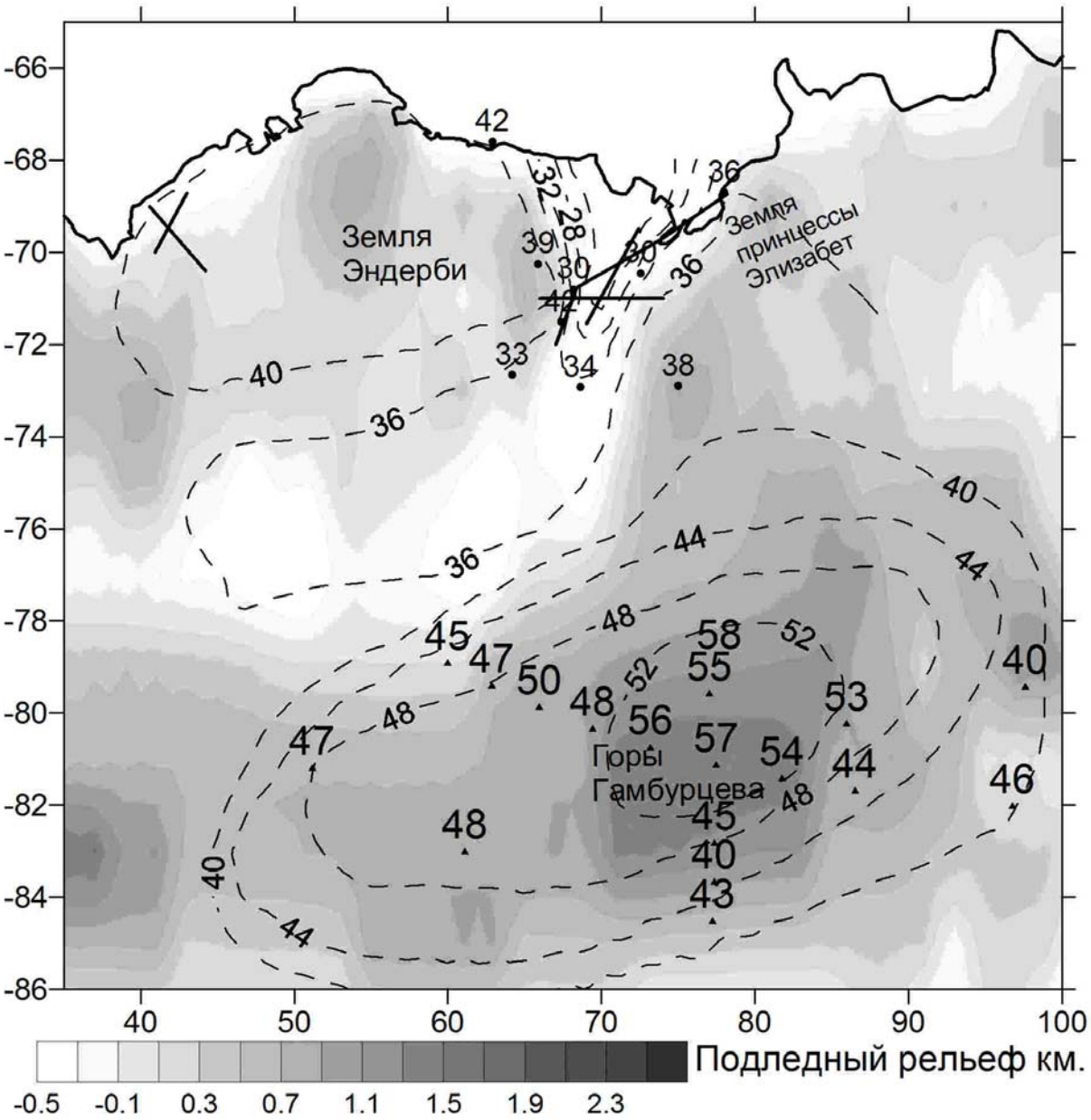


Рис. 4. Сейсмические данные для района гор Гамбурцева и Земли Эндерби. Точками и треугольниками показаны сейсмические станции с глубинами до Мохо по данным «приемных функций», жирными линиями – сейсмические профили. Серыми тонами показан подледный рельеф, пунктирными контурами – карта глубин до Мохо. Черная сплошная линия – береговая линия Антарктиды

Горы Гамбурцева. По данным проекта GAMSEIS с 31 станции, полученным методом приемных функций, глубина до Мохо составляет около 40-45 км в предгорьях и до 55-58 км под центральной частью гор Гамбурцева [Hansen et al., 2010]. На рис. 4 показаны сейсмические данные с глубинами до Мохо на фоне подледного рельефа для гор Гамбурцева (треугольниками – данные приемных функций), Земли Эндерби (сейсмические профили) и района рифта Ламберта (сейсмические профили и точками - данные приемных функций). В районе плато Мизухо (Земля Эндерби) сейсмические данные показывают глубину до Мохо около 40 км (2 перпендикулярных сейсмических профиля SEAL2000 и SEAL2002) [Yamashita et al., 2002]. Вдоль ледника Ламберта приблизительно по широте 70.5 градусов Ю. Ш. сейсмические данные (ГСЗ профиль длиной250км [Fedorov et al., 1982] и пассивные сейсмические станции [Reading, 2006]) глубина до Мохо меняется от 36 км у краев до 24 км в центре континентального рифта, заполненного 6-8 км толщей осадков. Ширина рифта составляет примерно 120-140 км, длина более 800 км. Гравитационные и магнитные материалы подтверждают данные профилей в районе ледника Ламберта [Mishra et al., 1999; Ishihara et al., 1999].

В районе станции Восток глубина до Мохо составляет около 35 км [Isanina et al., 2009]. На востоке докембрийская платформа Восточной Антарктиды граничит с подледным бассейном Уилкса.

Трансантарктические горы и бассейн Уилкса. Трансантарктические горы имеют протяженность около 4000 км, ширину 200-300 км и возвышаются на 4 км над уровнем моря. Они характеризуются сильными вариациями глубины границы Мохо: под ними она составляет 30-33 км (в 30 км от побережья) и 36-40 км в 100 км от побережья [Lawrence et al. 2006; Hansen et al., 2009]. Для Трансантарктических гор были в основном использованы результаты “приемных функций” , с 44 сейсмических станций экспедиции TAMSEIS с ноября 2000 по декабрь 2003. По этим данным глубина до границы Мохо в пределах Восточной Антарктиды составляет 32-34 км, под центральной частью Трансантарктических гор 38-40 км, далее сначала плавно (в пределах границ гор), а затем резко падает до 20 км в пределах Западной Антарктики. Глубина до Мохо по данным станции SPA (Южной полюс) составляет 34 км. К востоку от Трансантарктических гор в бассейне Уилкса на расстоянии 100-200 км от побережья глубина до Мохо плавно возрастает с 29 км до 42 км в сторону гор (данные 5 станций) [Agostinetti et al., 2005]. Следует отметить резкий скачок глубины границы Мохо и скоростных характеристик коры при переходе от Восточной Антарктиды к западной ее части. По данным поверхностных волн такое же резкое изменение в этой области наблюдается и в скоростях верхней мантии. То есть Трансантарктические горы лежат на границе между высокоскоростной верхней мантией с нормальной континентальной корой Восточной Антарктиды и низкоскоростной верхней мантией Западной Антарктиды с континентальной корой утоненного типа [Lawrence et al., 2006]. Сейсмические данные свидетельствуют также о существенном пространственном градиенте в скорости сейсмических волн в мантии и коре, что свидетельствует о четкой границе между Западной и Восточной Антарктидой вдоль всего протяжения Трансантарктических гор. На рис. 5. приведены сейсмические данные для района Трансантарктических гор.

Единая карта Мохо. Интерполяция значений глубин на регулярную сетку была проведена с помощью стандартного метода крайгинг с линейной (Linear) вариаграммой (SURFER, Golden Software package) и масштаб (*Scale*) был положен равным единице. Параметры крайгинга: область интерполяции от южного полюса до 60 параллели, шаг через 1 градус, отсутствие анизотропии. Для

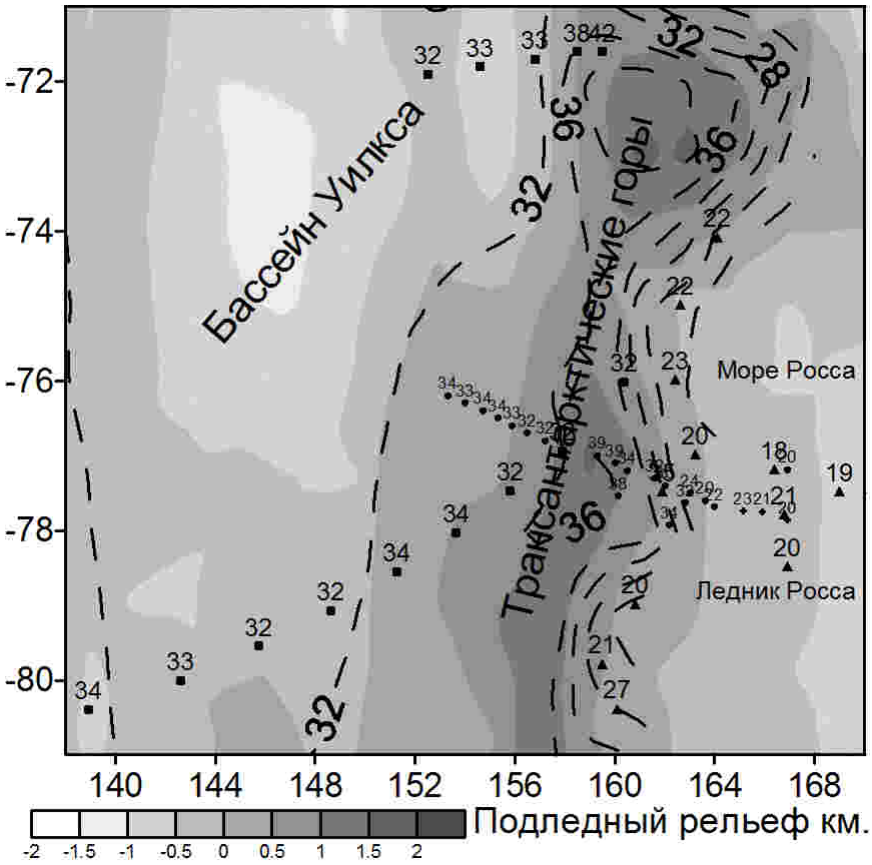


Рис. 5. Сейсмические данные для района Трансантарктических гор. Серыми тонами показан подледный рельеф, пунктирными контурами – карта глубин до Мохо

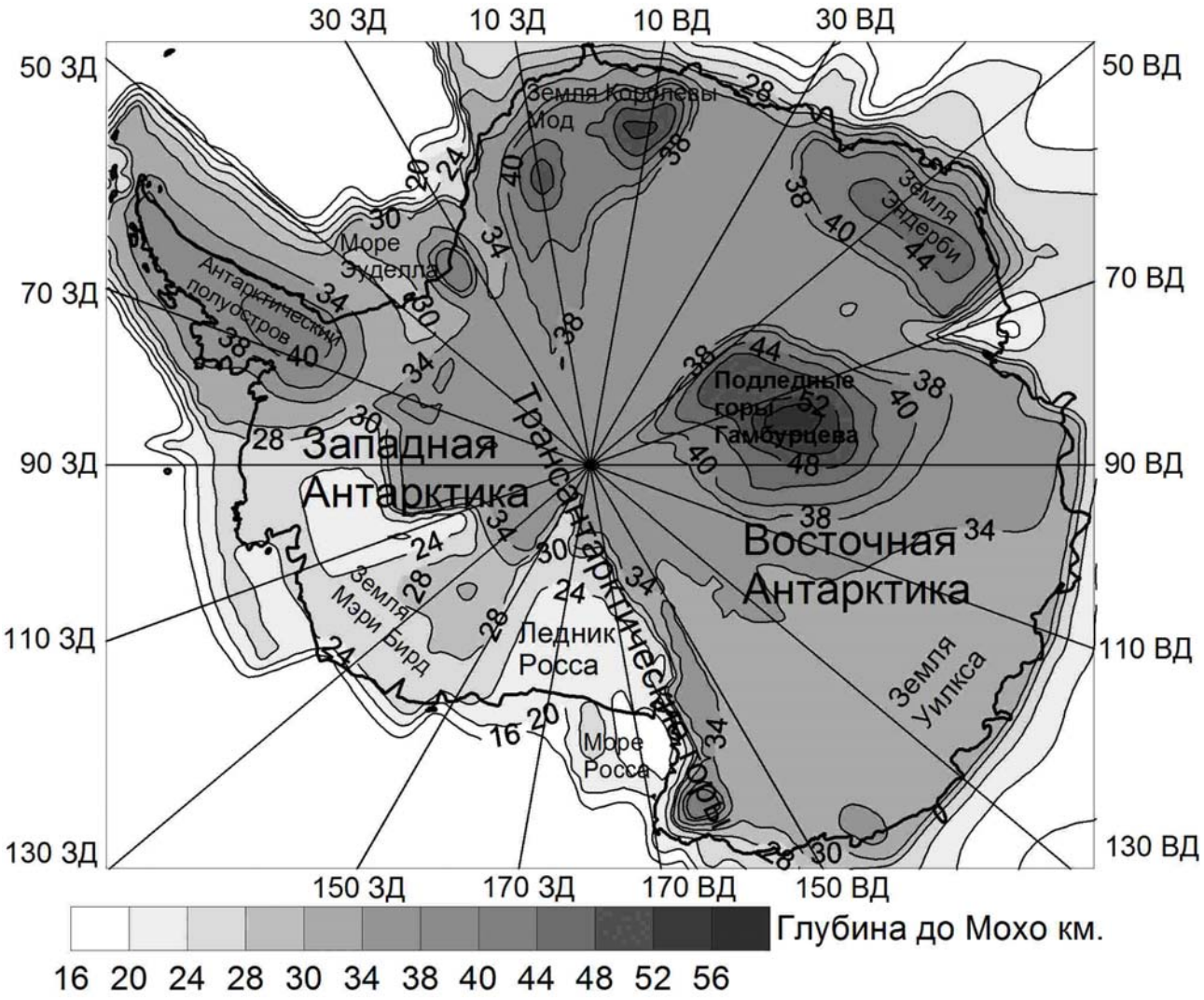


Рис. 6. Новая карта глубин до границы Мохо для Антарктиды (серые тона, шкала внизу). Черной жирной линией показаны границы континента

того чтобы обеспечить плавные переходы между разными регионами, были оставлены свободные области между их границами. Тот же метод интерполяции был использован для объединения изолированных областей в единую карту. Карта глубин до границы Мохо (рис. 6) характеризуется большой амплитудой вариаций значений: минимальная глубина до границы Мохо наблюдается в окружающих Антарктиду морях, тогда как максимум достигается под горами Гамбурцева (56 км) и Землей Королевы Мод (52 км). Следует отметить, что новые данные о глубине Мохо существенно отличаются от приведенных данных в модели CRUST 2.0 [Bassin et al.,2000] как детальностью, так и значениями (рис. 7). Максимальные изменения обнаружены в следующих районах: Западная Антарктида (до 16 км.), Трансантарктические горы (до 16 км.), горы Гамбурцева (до 16 км.), Земля Королевы Мод (до 16 км.). Таким образом, разница со старой картой достигает 30%, что очень существенно для дальнейших расчетов.

ТРЕХСЛОЙНАЯ МОДЕЛЬ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Граница Мохо определяет положение раздела между корой и мантией и является наиболее контрастной сейсмической границей в литосфере. Однако по сейсмическим данным можно получить и более детальную модель консолидированной коры. Ситуация с внутренними границами в коре более сложная, чем с границей Мохо, так как в зависимости от характера и детальности работ разные модели могут давать различное деление коры на слои даже для одного региона. Было решено выбрать трехслойную модель консолидированной коры для обеспечения согласованности новой модели с предыдущими моделями CRUST 5.1 [Mooney et al.,1998] и CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000].

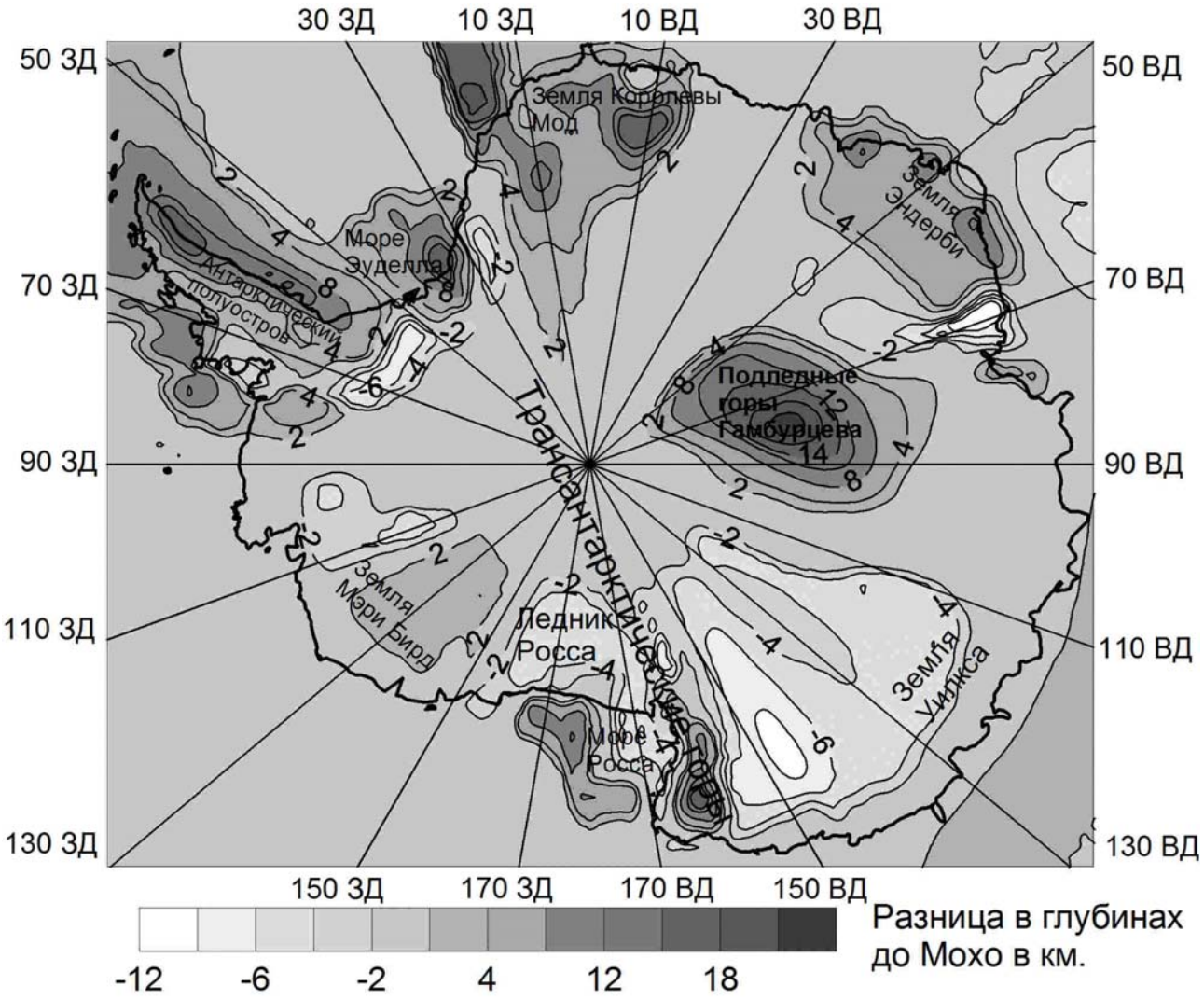


Рис. 7. Разница в глубинах до границы M между новой моделью AntCRUST-09 и старой моделью CRUST 2.0. Карта построена следующим образом: грид старой модели CRUST 2.0 проинтерполирован на сетку 1°×1° и вычтен из грида новой модели AntCRUST-09

Выбранные слои характеризуются следующими значениями сейсмических скоростей (*Vp*): для верхней части 5.5–6.2 км/с, для средней части 6.0–6.6 км/с, для нижнего слоя 6.6–7.5 км/с.

Для интерполяции значений мощностей слоев коры применялся следующий метод. В силу того, что процентное соотношение мощностей отдельных слоев меняется более плавно, чем их абсолютные значения, было решено интерполировать по новым данным именно относительные мощности значений слоев консолидированной коры по отношению к суммарной. Таким образом, сначала интерполировались значения относительных мощностей верхней и средней части консолидированной коры, а мощность нижнего слоя определялась, как дополнение до 100%. Затем эти данные были пересчитаны в абсолютные значения путем умножения на общую толщину консолидированной коры в каждой точке. Там где данных по разделению коры на слои не было совсем, использовались относительные значения мощности слоев, взятые из модели CRUST 2.0. В основном для выявления внутренних границ коры пригодны сейсмические профили. Они дают не только глубину до Мохо, но и данные о внутренних границах в коре и сейсмических скоростях в них. Хорошим покрытием профилями обеспечена Земля Королевы Мод. Сейсмические профили, освещающие структуру коры Земли Королевы Мод (рис. .3) пролегают как от береговой зоны вглубь материка, так и в других направлениях, что дает возможность получить более детальные данные о толщине и свойствах земной коры. Мощность верхней коры составляет около 8 км со средней скоростью Vp 6.0 км/с. Средний слой коры характеризуется мощностью около 20 км со средней скоростью Vp 6.2 км/с. Нижний слой консолидированной коры характеризуется мощностью около 10 км со средней скоростью Vp 6.4 км/с [Hungeling and Tyssen, 1991]. Для Земли Эндерби (плато Мизухо) мощности слоев коры составляют 10-12 км, 8-10 км, 18-24 км соответственно и средние скорости Vp в них

соответственно составляют 6.2 км/с, 6.4 км/с, 6.6 км/с [Yamashita et al., 2002]. Рифт Ламберта характеризуется мощностями слоев коры 8 км, 8 км и 18 км, со скоростями 5.6 км/с, 6.0 км/с и 6.6 км/с соответственно [Kolmakov et al., 1975]. Горы Гамбурцева имеют утолщенную кору

с мощностями внутренних слоев 14 км, 16 км и 20км соответственно в центральной части гор. Скорости продольных волн составляют 6.2 км/с, 6.4 км/с, 6.8 км/с соответственно [Hansen et al., 2010]. Антарктический полуостров характеризуется следующими мощностями слоев коры 10 км, 18 км и 10км соответственно со скоростями 6.2 км/с, 6.6 км/с и 6.8 км/с [Janik et al., 2006]. Море Уэдделла имеет следующие мощности слоев коры 5 км, 7 км и 10 км соответственно со скоростями 5.5 км/с, 6.5 км/с и 7.1 км/с. Кора сильно утонена, толщина осадков достигает 10-13км [Huebscher et al., 1996]. Море Росса в центральной части имеет следующие мощности слоев коры 6 км, 6 км и 12 км соответственно со скоростями 5.6 км/с, 6.0 км/с и 7.1 км/с. Кора утонена даже сильнее чем для моря Уэдделла, толщина осадков достигает 8 км в рифтовых впадинах, а толщина коры там уменьшается до 8-10 км [Trey et al., 1999]. Для Трансантарктических гор мощности слоев коры составляют 8 км, 10 км и 15 км соответственно, и средние скорости Vp в них соответственно составляют 6.3 км/с, 6.5 км/с, 6.8 км/с [Lawrence et al., 2006].

ВЫВОДЫ. В настоящей работе представлена новая цифровая модель коры Антарктиды на сетке 1º×1º градус - AntCRUST-09. В модель были интегрированы все новые сейсмические данные, полученные в этом регионе за период 1960-2010 года (сейсмические профили, построенные по отраженным и преломленным волнам, результаты интерпретации «приемных функций» и поверхностных волн). Новая модель показывает существенные отличия от модели CRUST 2.0. [Bassin et al., 2000], достигающие ±30%. Модель AntCRUST-09 может быть использована как входная информация при сейсмотомографических исследованиях в Антарктическом регионе, при выделении мантийных гравитационных аномалий, в задачах численного моделирования конвекции в мантии и др. Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00579-а и гранта для молодых кандидатов наук Министерства образования и науки РФ № МК-531.2011.5.

ЛИТЕРАТУРА

Agostinetti, P., Roselli, P., Cattaneo, M., Amato, A. Moho-depth and subglacial sedimentary layer thickness

Baranov, A., A. A new crustal model for Central and Southern Asia // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. V. 46, No. 1. P. 34–46.

Bassin, C., G. Laske, G. Masters. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstract F897. (http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html)

Bentley, C. Configuration and structure of the subglacial crust // The Geology of Antarctica, edited by R. J. Tingey, 1991. P. 335– 364, Clarendon, Oxford, U. K.

Crustal structure of the Gamburtsev Mountains, East Antarctica, from S-wave receiver functions and Rayleigh wave phase velocities // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 300, Issue 3-4. P. 395-401.

Fedorov, L. V., Grikurov, G.E., Kurinin, R.G., Masolov, V.N. Crustal structure of the Lambert Glacier area from geophysical data, in: C. Craddock (Ed.), Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, Madison. 1982. P. 931–936.

Groushinky, A. N. , Groushinky, N. P. , Stroev, P. A., and Yatsenko E. V. The Earths crust in Antarctica and the effective relief of the continent // J. Geodynamics. 1992. V. 15, No. ¾. P. 223-228.

Hansen, S., , Nyblade, A., Heeszel, D., Wiens, D., Shore, P., Kanao, M. Hansen, S., , Nyblade, A., Pyle, M., Wiens, D., and Anandakrishnan, S. Using S wave receiver functions to estimate crustal structure beneath ice sheets: An application to the Transantarctic Mountains and East Antarctic craton // Geochem. Geophys. Geosyst, 10, Q08014, doi:10.1029/2009GC002576, 2009.

Hoffmann, M., Eckstaller, A., Jokat, W., Miller, H. Development of a 3-D Crustal Model in the Western Dronning Maud Land Region, Antarctica, from the Interpretation of different geophysical data sets. // Workshop "East-West Antarctic Tectonics and Gondwana Breakup 60W to 60E" // ISAES IX meeting, Potsdam, September 8-12, 2003.

*Huebscher, C., Jokat, W., Miller, H.*Structure and origin of southern Weddell Sea crust: results and implications. In: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1996. 108. P. 201-212.

Hungeling, A. and Tyssen, F. Reflection seismic measurements in western Neuschwabenland, in Geological Evolution of Antarctica // Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Robinson College, Cambridge, Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1991. P. 73–76.

in the Wilkes Basin from Receiver Function Analysis // IASPEI . General Assembly, October 2.9, 2005, Chile. Abstracts Volume. P. 281–284.

Isanina, E., Krupnova, N., Popov, S., Masolov, V., Lukin, V. Deep structure of the Vostok Basin, East Antarctica as deduced from seismological observations // Geotektonika. 2009. N. 3, P. 45–50.

Ishihara, T., Leitchenkov, G., Golynsky, A., Alyavdin, S., O'Brien, P. Compilation of shipborne magnetic and gravity data images crustal structure of Prydz Bay (East Antarctica) // Annali di Geofisica, 1999. V. 42, N. 2.

Janik, T., Środa, P., Grad, M., Guterch, A. Moho Depth along the Antarctic Peninsula and Crustal Structure across the Landward Projection of the Hero Fracture Zone. From: Futterer DK, Damaske D, Kleinschmidt G, Miller H, Tessensohn F (eds) (2006) Antarctica: Contributions to global earth sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. P 229-236.

Kanao, M.; *Shibutani, T.* Lithospheric Shear Velocity Models Beneath Continental Margins in Antarctica Inferred From Genetic Algorithm Inversion for Teleseismic Receiver Functions // American Geophysical Union, Fall Meeting 2005. abstract T13A-0452.

Kogan, A., L. Results of deep seismic sounding of the Earth's crust in East Antarctica, in Antarctic Geology and Geophysics, ed. Adie, R.J., Symposium on Antarctic and Solid Earth Geophysics, Oslo, 6–15 August 1970, Universitetsforlaget Oslo. 1992. P. 485–489.

Kolmakov, A., F., Mishenkin, B., P., Solovyev, D., S. Deep seismic studies in East Antarctica. //Bulletin of Soviet Antarctic expedition. 1975, P. 5-15 (in Russian).

Kudryavtzev, G. A., Smirnova, E. A., Schumilov, V. A., Poselov, V. A., 1987. Deep structure of the earth crust in the southern part of the Weddell Sea (by data of the DSS line). In: Ivanov, V.L., Grikurov, G.E. (Eds.), The Geological and Geophysical Research in Antarctica. Sevmorgeologia, Leningrad, P. 99–108 (in Russian).

Lawrence, J. F., Wiens, D. A., Nyblade, A. A., Anandakrishnan, S., Shore, P. J., and Voigt, D. Crust and upper mantle structure of the Transantarctic Mountains and surrounding regions from receiver functions, surface waves, and gravity: Implications for uplift models // Geochem. Geophys. Geosyst., 7, 2006, Q10011, doi:10.1029/2006GC001282.

Leitchenkov, G., and Kudryavtzev, G. Structure and Origin of the Earth's Crust in the Weddell Sea Embayment (beneath the Front of the Filehner and Ronne lee Shelves) from Deep Seismic Sounding data // Polarforschung. 1997.67 (3). P. 143 - 154,

Lythe, M. B., Vaughan, D. G., and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 P. 11,335–11,352.

Mishra , D., Chandra Sekhar, D., Raju, V., Kumar, V. Crustal structure based on gravity–magnetic modelling constrained from seismic studies under Lambert Rift, Antarctica and Godavari and Mahanadi rifts, India and their interrelationship // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 172. P. 287–300.

Mooney, W., Laske, G., Masters, G. CRUST 5.1: A global crustal model at 5 º×5º // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. P. 727-747.

Reading, A. The seismic structure of Precambrian and early Palaeozoic terranes in the Lambert Glacier region, East Antarctica // Earth and Planetery Science Letters. 2006. V. 244. P. 44-57.

Trey, H., Cooper, A., Pellis, G., della Vedova, B., Cochrane, G., Brancolini, G., and Makris, J. Transect across the West Antarctic rift system in the Ross Sea, Antarctica // Tectonophysics. 1999. V. 301. P. 61–74.

Winberry, P., Anandakrishnan, S, Crustal structure of the West Antarctic rift system and Marie Byrd Land hotspot // Geology, november 2004. P. 977–980.

Yamashita, M., Kanao, M., Tsutsui, T. Characteristics of the Moho as revealed from explosion seismic reflections beneath the Mizuho Plateau, East Antarctica // Polar Geosci. 2002. V. 15. P. 89-103.

Петрик, Г., В., Сергеев, В., Н., Коган, А., Л., Васильев, В., П. Глубинные сейсмические исследования в Западной Антарктике // Геология и Геофизика. 1982. № 9. С. 110-119.

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ И МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ДЕФОРМАЦИИ НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ (ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ШТОЛЬНЕВЫМИ И GPS МЕТОДАМИ)

Е.В. Бойко[1], В.Ю.Тимофеев [1], Д.Г.Ардюков [1], Е.И.Грибанова [2], А.В.Тимофеев [1]

[1] – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
boykoev@ipgg.nsc.ru, timofeevvy@ipgg.nsc.ru
[2] – Институт лазерной физики СО РАН, г. Новосибирск

АННОТАЦИЯ

Измерения деформаций и смещений методами космической геодезии интересно дополнить результатами измерений в специализированных подземных обсерваториях. Исследование кинематических характеристик земной коры – скоростей смещений и деформаций - является важной часть мониторинга в зонах сейсмической и техногенной опасности. Косейсмические изменения могут быть использованы для уточнения модели землетрясения, а многолетние характеристики важны для поиска предвестников землетрясений и изучения реологических свойств земной коры и зон разломов. В штольне сейсмостанции Талая (51.68°N, 102.63°E, южный Байкал) измерения наклонов начаты в 1985 году, а деформаций в 1990 году. Метод GPS в Байкальском регионе применяется с 1994 -1996 гг, а на пункте Талая с 2000 года. В работе рассматривается условия в районе сейсмостанции Талая, где обстановка сдвига переходит к растяжению, характерному для впадины озера Байкал. В обстановке сжатия (Тянь-Шань) серии наблюдений наклонов и деформаций, полученные в подземной обсерватории Ала-Арча (42.63°N, 74.50°E) сравниваются с результатами, полученными в регионе методами космической геодезии [Yakovenko V.S., 2002]. Рассматривается возможность использования данных деформографии и GPS геодезии для построения моделей землетрясений, на примере Суусамырского (19.08.1992, M=7.3) и Култукского (27.08.2008, M=6.3) землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования современных деформаций земной коры широко развиты в тектонически активных частях нашей планеты. Они необходимы для решения различных задач геологии и геофизики в широком пространственном и временном спектре. Измерения проводятся различными геофизическими и геодезическими методами на малых и больших базах, на поверхности и на различных глубинах. Измерения в специальных подземных обсерваториях являются важной частью исследований кинематических характеристик земной коры. Эти экспериментальные результаты дают возможность рассмотреть величину деформаций на различных частотах и провести сравнение с уровнем сейсмической активности региона [Тимофеев и др.,°1994]. Задачи нашего исследования включали: анализ многолетней скорости деформации, полученной разными методами, оценка косейсмических эффектов в деформациях и смещениях, моделирование эффектов при Култукском землетрясении°(27.08.2008) .

Изменение деформации во времени. Измерение различных видов деформаций и наклонов ведутся в штольне станции Талая с 80-х годов прошлого столетия. Положение станции Талая около границы Сибирской платформы и Байкальской рифтовой системы (Главного Саянского Разлома), определяет сложный характер деформирования. Изменения наклонов на длительной временной базе носит периодический характер (периоды от 3 до 20 лет) и отражает сейсмический процесс региона (рис.°1,°а). Векторная диаграмма хода наклонов земной поверхности показывает циклический характер деформирования и снижение скорости в периоды локальных землетрясений (рис.°1,°б).

Уже первые определения по изменениям деформации в трёх азимутах позволили определить тип локального деформирования. Сдвиговый характер деформирования получен в результате измерений 1989-1995 гг (рис.°2,°а). Проведение измерений в двух ортогональных азимутах позволяет получить значения объёмной деформации и проанализировать его поведение во времени (рис.°2,°б).

По результатам GPS определений [Лухнев и др., 2010] получена картина ориентации осей главных деформаций (1996-2007 гг) на которой для района Талая (юго-западная оконечность озера Байкал) также получен сдвиговый тип локального деформирования (рис.°3). На станциях по обе стороны Главного Саянского Разлома в период перед Култукским землетрясением 27.08.2008 зарегистрирована блокировка движений в зоне разлома.

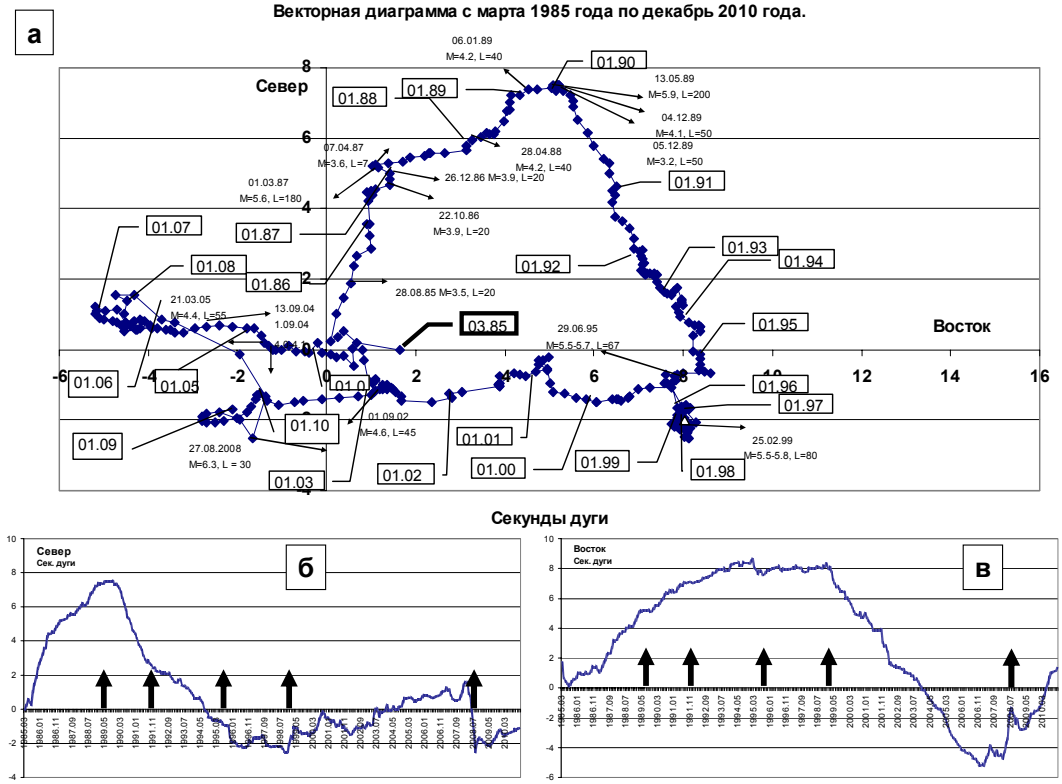


Рис. 1. а) Векторная диаграмма хода наклона с марта 1985 года по начало 2010 года в сек дуги (точками отмечено изменение за месяц), показаны землетрясения, их магнитуда и расстояние до эпицентра в км. **б**, **в**) Вариации хода наклона (в сек.дуги) с марта 1985 года по март 2010 года, компоненты: север-юг (**б**) и восток-запад (**в**). Стрелками отмечены моменты сильных землетрясений

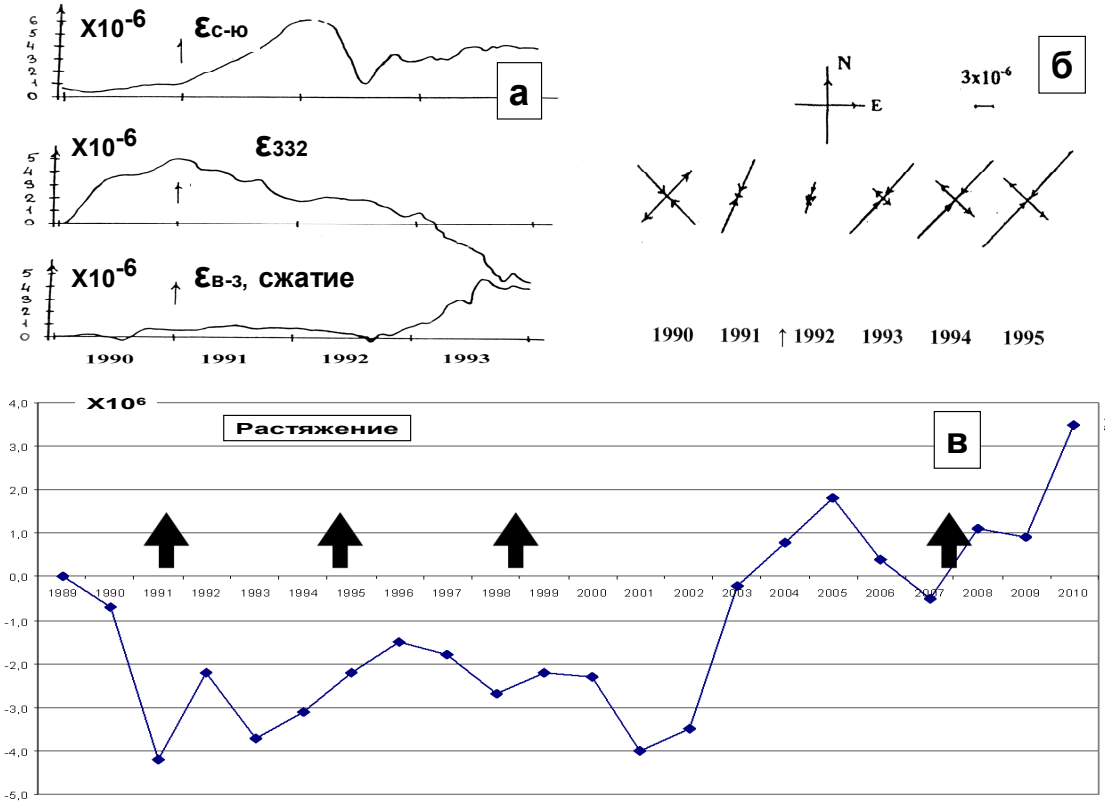


Рис. 2. а) Запись результатов штанговых деформографов в трёх азимутах с конца 1989 года по начало 1994 года. **б**) Ориентация осей главных деформаций, построенная по скоростям деформаций в трёх азимутах. **в**) Изменение величины объёмной деформации с конца 1989 года по конец 2010 года, стрелками указаны периоды сильных региональных землетрясений: 27.12.1991, Бусингольское, 29.06.1995, Зунмуринское, 25.02.1999, Южно-Байкальское и 27.08.2008, Култукское

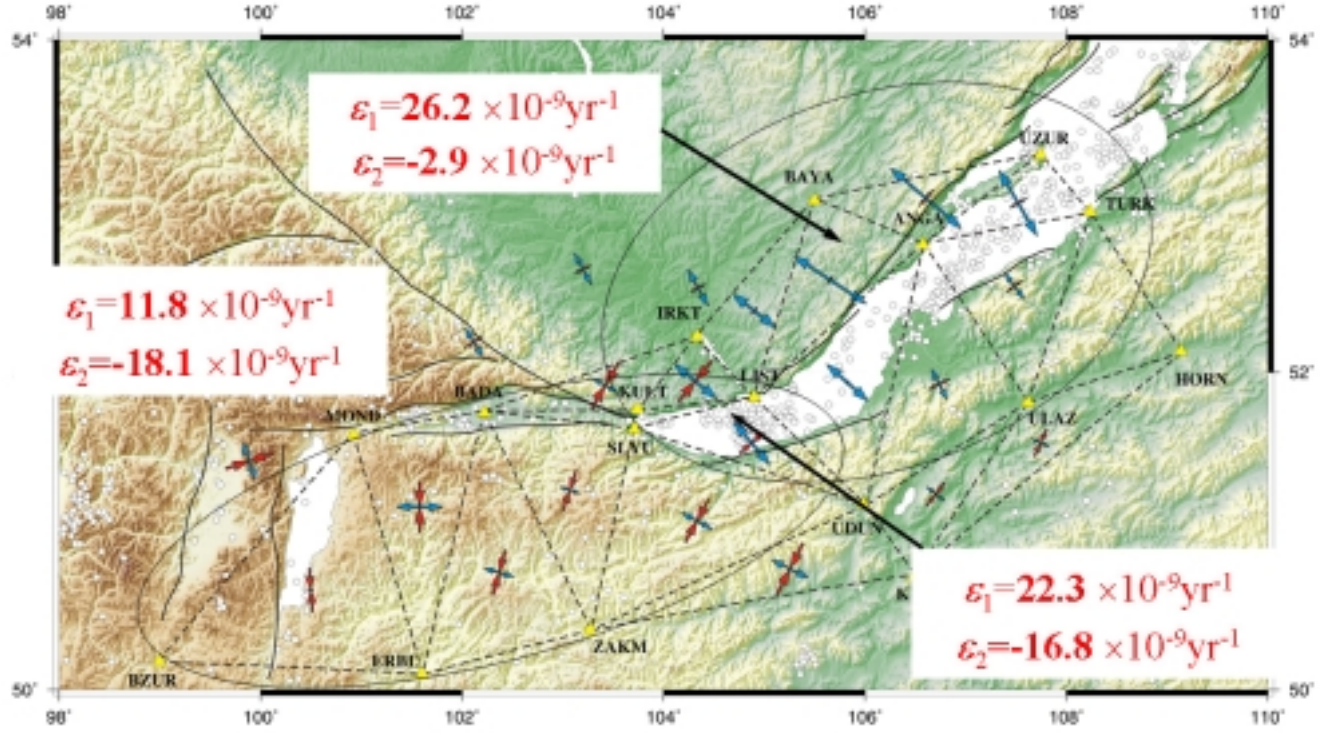


Рис. 3. Положение осей главных деформаций и скорость горизонтальной деформации на юге Байкала по данным GPS измерений 1996-2007 гг

Из анализа изменений во времени объёмной деформации, полученной по измерениям деформографами, получаем с 2000°года накопление деформации удлинения (рис.°2,°б). Анализ изменений во времени хода объёмной деформации также показывает периодический характер изменений. На рис.°2,°б приведены изменения скорости накопления объёмной деформации во времени, также на графиках стрелками показаны моменты Бусингольского (27.12.1991, M=6.5-7.0), Зунмуринского (29.06.1995, M=5.5-5.7), Южно-Байкальского (25.02.1999, M=5.7-5.9) и Култукского землетрясений (27.08.2008, M=6.3). Наиболее близко расположенное Култукское землетрясение проявилось на графике наиболее ярко. Анализ результатов (1989-2010°гг) показывает, что в зависимости от периода осреднения можно получить годовую скорость от 10^{-9} до 10^{-6} в год, что на отдельных периодах соответствует данным GPS измерений. Косейсмические эффекты при Култукском землетрясении будут рассмотрены ниже [Мельникова В.И. и др.,°2009].

Сравнение штольневых и GPS измерений деформаций. Сравним данные, полученные на Байкале, в обстановке горизонтального сдвига + удлинения (рис.°3), с результатами измерений в горном районе северного Тянь-Шаня в условиях горизонтального укорочения. Внутриконтинентальная высокогорная система северо-западного Тянь-Шаня выделяется сильной сейсмической активностью. Здесь по данным сетевых GPS измерений на 300 пунктах построена карта современных смещений (на район расположенный в прямоугольнике от 73° до 77°°E и от 41.5° до 43.5°°N). Анализ поля скоростей показал существование значительных поверхностных деформаций, отражающих как меридиональное укорочение, так и разломную систему региона (рис.°4).

Непрерывные наблюдения на специальных геофизических станциях являются необходимым дополнением комплексных исследований кинематических характеристик сейсмоактивных регионов. Они позволяют получить информацию о ходе процесса во времени, в периоды до и после сильных сейсмических событий. Результаты измерений, в конечном итоге, служат основой при создании моделей деформирования земной коры и позволяют подходить к оценкам сейсмической опасности региона [Латынина Л.А. и др.,°1978].

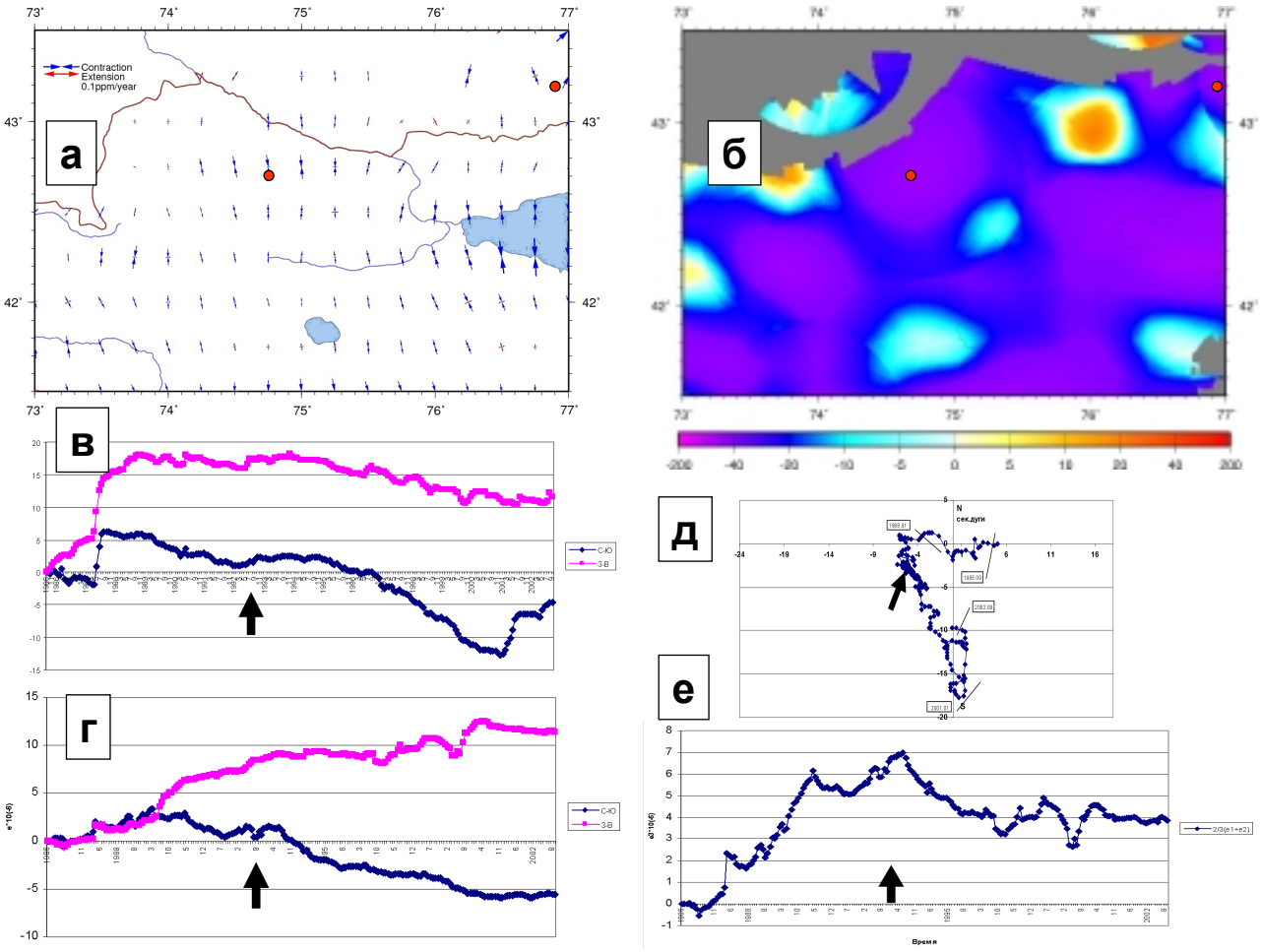


Рис. 4. а) Ориентация и величина главных осей деформации региона северного Тянь-Шаня по результатам GPS наблюдений, положение станции Ала-Арча – точка в центре, **б**) распределение объёмной деформации по территории региона, станция Ала-Арча расположена в зоне максимальных значений скорости деформации $2 \cdot 10^{-7}$ в год [Kuzikov, 2008] **в**) изменение наклона земной поверхности в штольне Ала-Арча в азимутах С-Ю и В-З, стрелкой показан момент Суусамырского землетрясения, период измерений 1985-2002 гг, **г**) изменение линейной деформации в штольне Ала-Арча в азимутах С-Ю и В-З, стрелкой показан момент Суусамырского землетрясения, период измерений 1985-2002 гг, [Timofeev, 2000], **д**) векторная диаграмма хода наклона, стрелкой показан момент Суусамырского землетрясения, период измерений 1985-2002 гг, **е**) изменение объёмной деформации, стрелкой показан момент Суусамырского землетрясения, период измерений 1985-2002°гг

Измерения были выполнены в геодинамической обсерватории Ала-Арча (координаты 42°38’13’’ N, 74°29’43’’ E, высота 1700°м), расположенной на северном склоне Киргизского горного хребта, в 20°километрах западнее геофизического полигона НС РАН, где расположен постоянный пункт GPS измерений POL2. Первые сейсмологические наблюдения на станции были сделаны в 1982 году [Гусева,°1986]. Оборудование по измерению наклонов и деформаций, разработки конструкторского бюро Института Физики Земли АН СССР (г.°Москва) было установлено в октябре 1985°г. Пункт измерений расположен на южном крыле субширотного Чонкурчакского надвига. Уровень промерзания грунтов в районе Ала-Арчи в зимний период достигает 0.17°метра, что обусловило появление важной особенности галереи - сильного сезонного эффекта, связанного с весенним таянием снега и дождями. В зимний период условия в галерее были практически сухие, в то время как весной и летом влажность повышается, до появления воды в галерее. Эта особенность вызывает сезонное расширение и сжатие пород, что отражается в результатах наблюдений наклонов и деформаций.

Перед рассмотрением результатов проанализируем информацию о сейсмичности региона за период наблюдений, обращая внимание на близкие (до 200°километров), сильные землетрясения.

Наиболее сильное за период наблюдений землетрясение – это Суусамырское, а остальные значительно слабее: 13^h30^m 17.06.1988, координаты 43.00°N, 77.42°E, M=5.0, L=200°км; 13^h48^m 05.03.1989, координаты 42.57°N, 74.73°E, M=4.6, L=20°км, Таш-Башатское; 02^h 04^m 19.08.1992, координаты 42.07°N, 73.63°E, M=7.2, L=110°км, Суусамырское. Для наиболее сильного Суусамырского выделяется напряжение сжатия в азимуте С-Ю, являющееся типичным для региона.

Наблюденные долговременные кривые наклонов в направления С-Ю и В-З представлены на рис.°4,°в. Во-первых, можно увидеть сильный сезонный эффект весной 1987 года. В этот период вода с поверхности проникла в галерею, что привело к необратимому эффекту наклонов до 7°сек дуги. В последующие годы сезонный эффект представлен в виде ежегодных вариаций величиной от 0.1 до 3°сек дуги. Сейсмическая активность отражается на записях наклонов, особенно на компоненте В-З. Здесь после 1988-1989°гг наблюдалась смена знака. Самое сильное землетрясение 1992°г с M=7.2 отразилось на записях обоих компонент, но не сменило направления наклона. Долговременный эффект в наклоне до 2°сек дуги в течение полугода, возможно, связан с сейсмической активностью региона. Небольшое Таш-Башатское землетрясение (M=4.6, L=20°км), произошедшее около места наблюдения, имело такое же отражение, как и сильное Суусамырское (M=7.3, L=110°км) на большом расстоянии.

На рис.°4,°г приведены наблюденные кривые для деформографических измерений. Как было отмечено для наклонов, здесь тоже можно увидеть сильный сезонный эффект ($2x10^{-6}$) весной 1987°г. Далее вариации находятся в пределах этого значения, но носят обратимый характер растяжение-сжатие, вызванный поступлением воды в трещиноватые пород и ее исчезновением. Различная реакция связана с разной базой инструментов, так у наклономера база инструмента 20°см, размер постамента 2.5°м, камеры 3.4°м, а база деформографов более длинная – 30°м. Долговременные вариации деформаций имеют систематический характер для направления В-З порядка 10^{-5} в период с 1985 по 2002°гг, с различными годовыми скоростями. Для компоненты С-Ю наблюдалось удлинение до $3.5x10^{-6}$ для первых трех лет, а укорочение порядка $8x10^{-6}$ наблюдалось во второй части. Рассматривая период после Ташбашатского землетрясения с 1989 по 2002 год можно отметить накопленное значение для азимута В-З $5x10^{-6}$ и для азимута С-Ю сжатие $7x10^{-6}$ (скорость деформации укорочения $5x10^{-7}$ в год, что сравнимо с данными определений по методу GPS рис.°4,°а,°б).

Исключая сезонные влияния на векторном графике наклона в основном проявляется компонента север-юг, что, видимо, связано с укорочением региона в этом азимуте (рис.°4,°д).

На графике объемной деформации (рис.°4,°е) до середины 1990 года имеется систематическое нарастание растяжения. Такая тенденция может говорить о свободном положении южного крыла Чонкурчакского надвига. В этих условиях произошло близкое Таш-Башатское землетрясение 05.03.1989 (M=4.6). В период с середины 1990°года по середину 1992°года, видимо, происходит перестройка напряжений в регионе, замыкается Чонкурчакский разлом в районе станции, 19.08.1992 происходит Суусамырское землетрясение (M=7.2), далее регистрируется систематическое объемное сжатие и растяжение по вертикальной компоненте. Можно отметить, что регистрируемый на станции наклон и деформация качественно соответствуют сейсмическому процессу в регионе за период наблюдений.

Учитывая важность для Тянь-Шаня вопроса о меридиональном укорочения, рассмотрим эту компоненту зарегистрированной деформации. Систематическое укорочение в компоненте деформации север-юг появилось с начала 1989°года и далее сохранялось до сентября 2002°года. Среднегодовая скорость укорочения составляла $7x10^{-7}$. Рассматривая весь период наблюдений 1985-2002°годы, т.е. за 17°лет, средняя скорость укорочения $3x10^{-7}$. Эти оценки сравнимы с максимальными оценками по данными современных (1994-2006°гг) геодезических измерений для Тянь-Шаня. Дислокационная модель Суусамырского землетрясения хорошо соответствует деформографическим данным, полученным на станции Ала-Арча в период землетрясения.

Косейсмическое сжатие, полученное из измерений (10^{-7}), соответствует модельным построениям по сейсмологическим данным.

Косейсмические смещения и деформации и модель Култукского землетрясения (южный Байкал, M=6.3, 27.08.2008). Возвращаясь к БРС рассмотрим косейсмические эффекты в смещениях и деформациях, зарегистрированные на станции Талая в период Култукского землетрясения, случившегося в 25°км от станции (рис.°5-7). В этом случае рассмотрим возможность использования комплексных данных по косейсмическим деформациям и 3-D смещениям для уточнения параметров землетрясения [Гольдин и др.,°2005]. На рис.°8 показаны шесть решений для положения эпицентра по данным отечественных и зарубежных сейсмологических центров. Используя экспериментальные косейсмические параметры (дилатация – объёмная деформациям и 3-D смещения) можно выбрать наиболее верное решение, а также для этого положения эпицентра определяем положение нодальной плоскости (плоскости по которой произошла подвижка) и направление смещения (в нашем случае – левостороннее) (рис.°9). В целом как следует из приведенных решений использование дополнительных параметров смещений и деформаций позволяет эффективно дополнить информацию о сильном землетрясении.

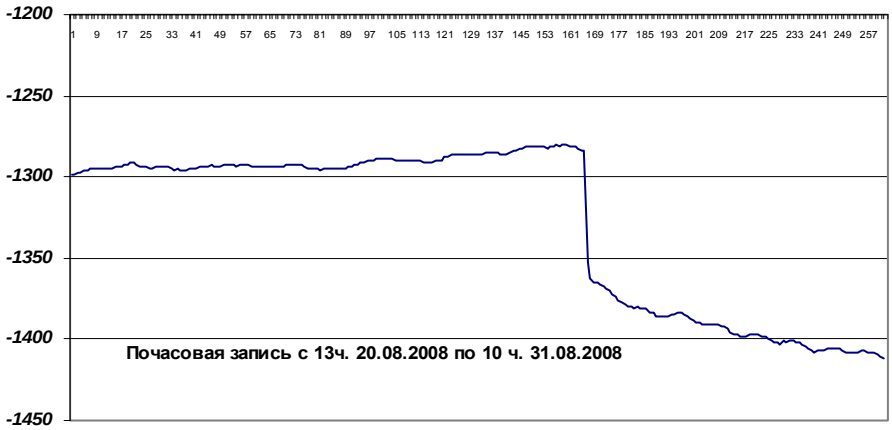


Рис. 5. Вариации уровня воды в скважине Талая (с 13 ч 20.08.2008 по 10 ч 31.08.2008) скачок 10-11 ч 27.08.2008 – Култукское землетрясение. Время в часах. Уровень в мм

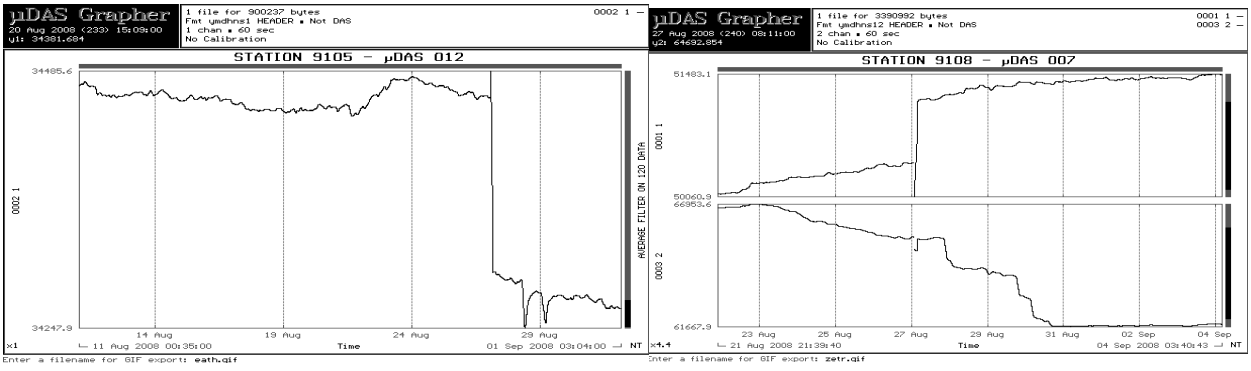


Рис. 6. Вариации наклона в азимуте С-Ю и косейсмический скачок в момент землетрясения. Вариации деформаций по записям штанговых деформографов, установленных в азимутах В-З и 156 градусов. Косейсмический скачок – растяжение в момент землетрясения 27.08.2008. Время по Гринвичу

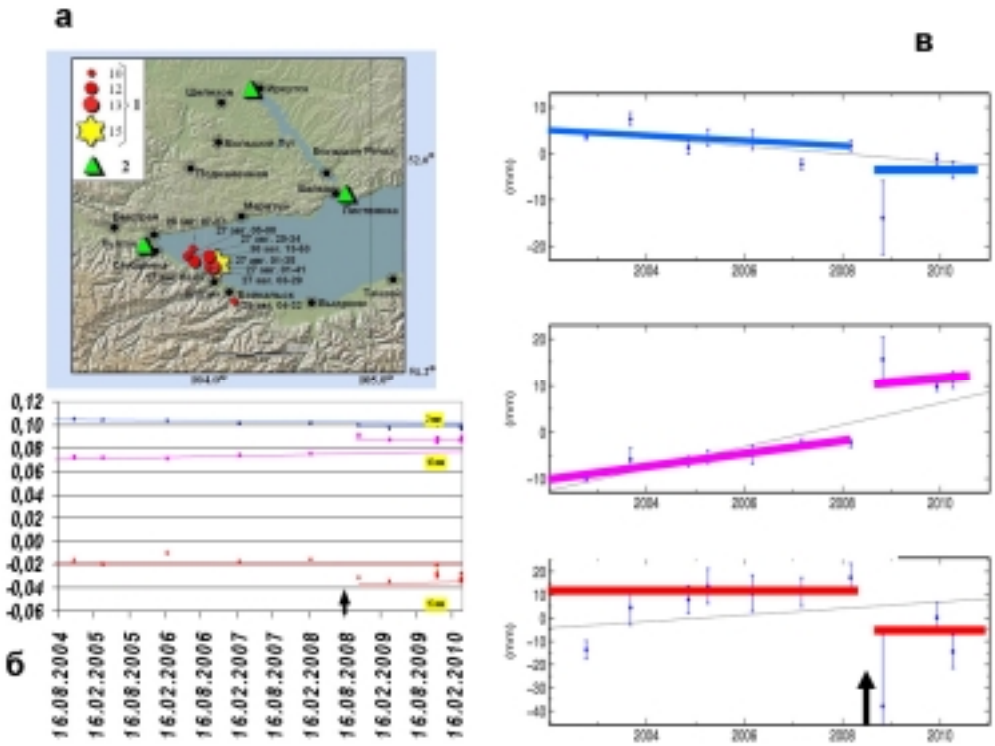


Рис. 7. Култукское землетрясение, **а)** положение эпицентра землетрясения и его афтершоков по данным иркутских сейсмологов, **б)** косейсмическое 3D смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск, счёт по программе GPSurvey, шкала в метрах, **в)** косейсмическое 3D смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск, счёт по программе GAMIT-GLOBK, шкала в миллиметрах

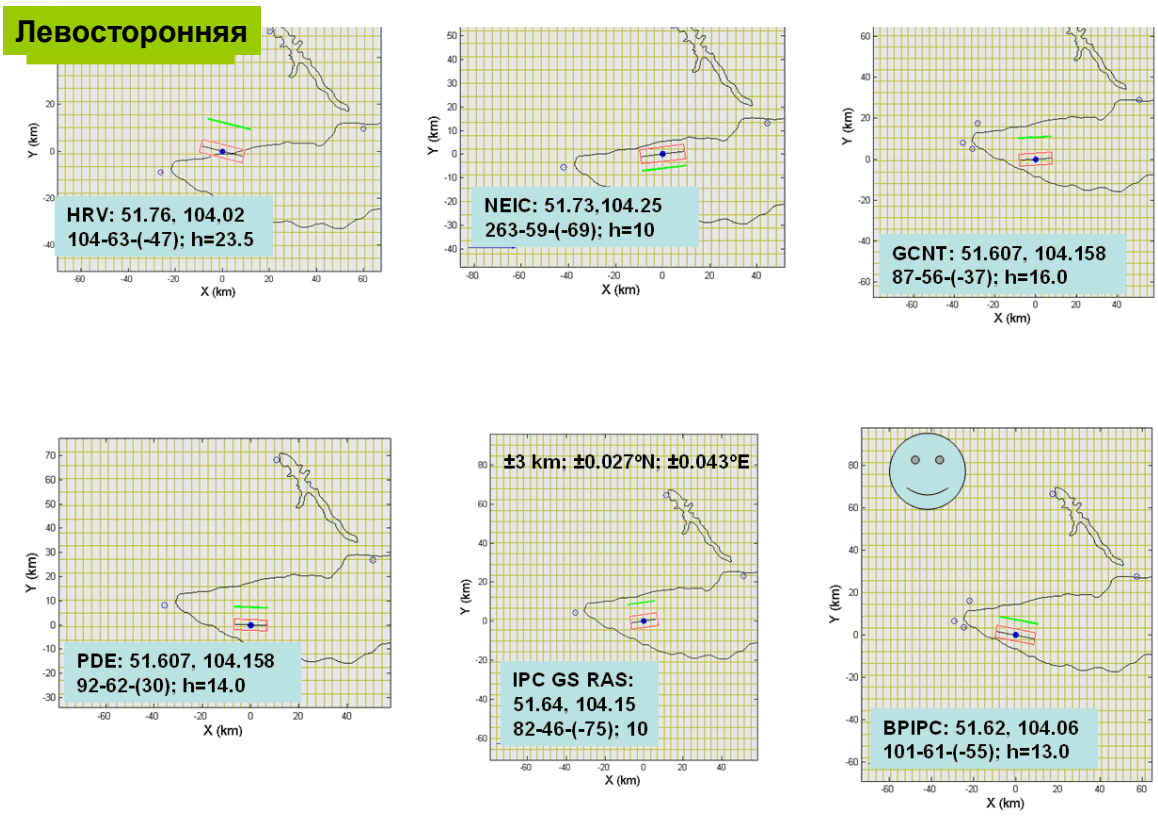


Рис. 8. Положение эпицентра и плоскости разрыва Култукского землетрясения по данным 6-ти различных сейсмологических центров при левосторонней подвижке

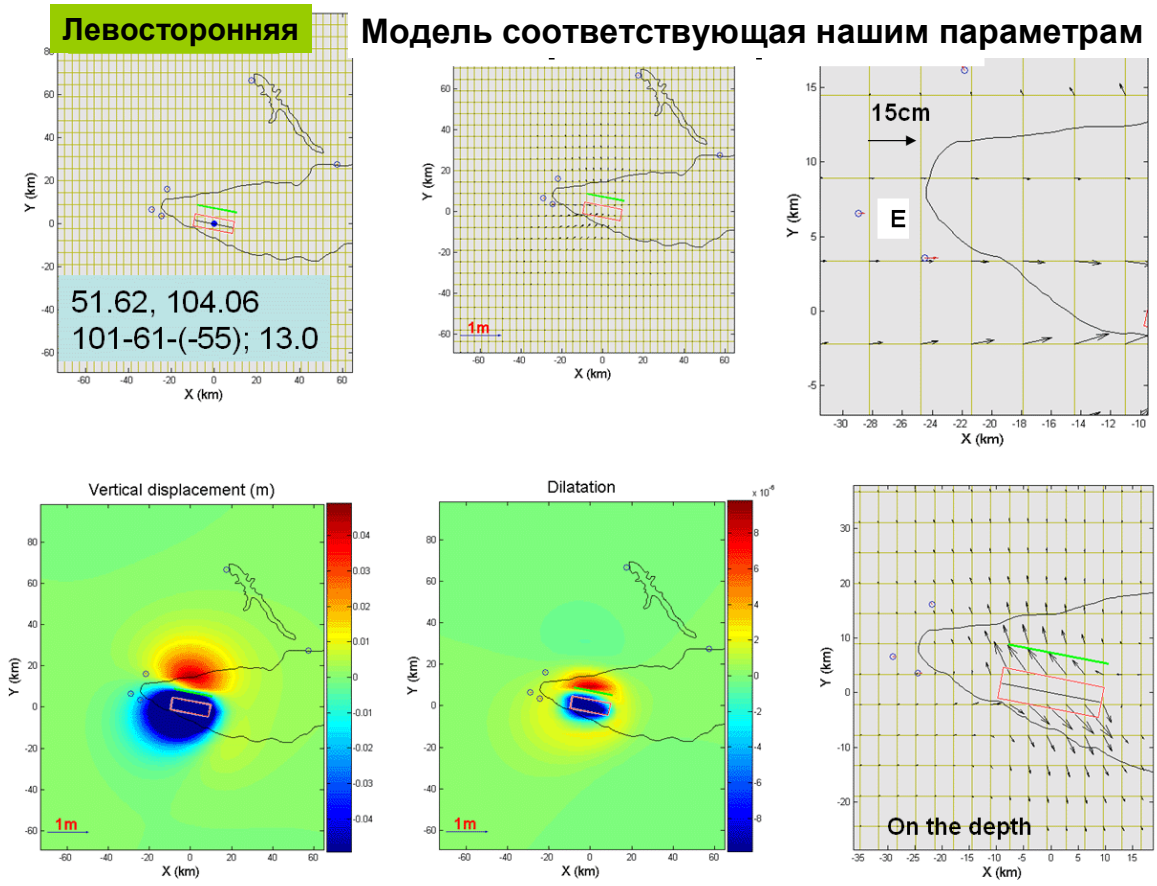


Рис. 9. Положение эпицентра Култукского землетрясения соответствующего экспериментальным косейсмическим параметрам (дилатация – объёмная деформациям и 3-D смещения, полученные в результате землетрясения) для Талой. Левосторонняя подвижка по нодальной плоскости. Горизонтальные смещения, вертикальные смещения, дилатация – объёмная деформация, смещения на глубине

ЛИТЕРАТУРА

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН 2005. Т. 405, № 6. С. 804–809.

Гусева Т.В. Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь- Шаню. М.: ИФЗ АН СССР 1986. 171 с.

Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения. М.: Наука 1978. 154 с.

Лухнев А.В., Саньков В.А. Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 1006–1017.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А. Об условиях генерации сильных землетрясений в южном Байкале // Доклады РАН 2009. Т. 429, № 3. С. 393–397.

Тимофеев В.Ю., Сарычева Ю.К., Панин С.Ф., Анисимова Л.В. , Гриднев Д.Г., Масальский О.К. Исследование наклонов и деформаций земной поверхности в БРЗ // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 119–129.

S.I. Kuzikov, Sh.A. Mukhamediev. Model of present-day movements of blocks within of Central-Asian GPS network // Report for APSG 2008 «Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes» Scientific conference, 22–26 September, 2008, IPGG SB RAS.

Timofeev V.V., Ducarme B., Yakovenko V.S., Duchkov A.D., Saricheva Y.K., Kuchai O.A., Revtova E.A. Long-term and Tidal variation observed by tiltmeters and extensometers at the Ala-Archa Observatory (Tian Shan) // Marees Terrestres, Bull.D'Informations, Belgium. 2000. No. 133. P. 10427–10446.

Yakovenko V.S. Observation at the Ala-Archa Observatory (Tian Shan) // Report for 2-d International Symposium on the Geodynamics and Environmental Problems of High-mountain Regions, Bishkek, Kyrgyztan, October, 2002.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННЫЕ СОСТОЯНИЯ И ДИНАМИКА СКИБОВОГО ПОКРОВА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Ю.М. Вихоть [1], И.Н. Бубняк [2], М.В. Накапелюх [2]

[1] – Институт геофизики им. С. И. Субботина, НАН Украины, г. Киев, Украина, yuvik@ukr.net
[2] – Львовский национальный университет им. Ивана Франко,г. Львов, Украина, ibubniak@yahoo.com

ВВЕДЕНИЕ

Скибовый покров, протягивающийся через всю территорию Украинских Внешних Карпат (УВК), является одним из наиболее важных объектов для изучения динамических особенностей формирования Карпатского орогена. В нем ярче всего запечатлен характер перемещения горных масс, деформаций породных комплексов, удваивания и утроения разрезов и др. Он достаточно удобен для проведения тектонофизических исследований благодаря хорошей обнаженности вдоль русел рек и ручьев, текущих поперек простирания УВК, а также наличию здесь многочисленных крупных карьеров.

Тектонофизические исследования позволяют определять параметры полей палеонапряжений, являющиеся основой для установления характера и направления сил, приведших к структурообразованию в изучаемом регионе. Это помогает создавать, проверять и уточнять разнообразные геодинамические модели. Изучение изменения палеонапряжений во времени имеет и практическое значение, так как размещение многих месторождений полезных ископаемых контролируется структурами, образованными на разных этапах развития, и тесно связано с эволюцией полей тектонических напряжений. Не в последнюю очередь это относится к таким подвижным ископаемым, как углеводороды. Молодые и современные поля напряжений играют также важную роль в подготовке и прохождении землетрясений, оползневых процессов и др.

Скибовый покров надвинут (вместе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба) на Восточноевропейскую платформу и ее эпиорогенное каледонское и герцинское обрамление. Он состоит из серии структур высшего порядка – восьми скиб (с юго-запада на северо-восток): Славской, Рожанки, Зелемянки, Мальмастанской, Парашки, Сколевской, Оривской, Береговой. Фронтальные части скиб, как правило, представлены более древними породами, а тыльные – более молодыми. Стратиграфический интервал охватывает отложения от нижнего мела по нижний миоцен в северной части покрова и от верхнего мела по нижний миоцен в южной части. Это турбидитовые (флишевые) образования, которые на основании возрастных и литологических особенностей объединяются в ряд свит.

Считается, что вся флишевая толща отлагалась без стратиграфических перерывов и первая фаза карпатской складчатости произошла в начале раннего миоцена, а последняя – после раннего сармата. Хотя некоторые исследователи выделяют также среднебаденскую фазу складчатости и, кроме того, на разных стратиграфических уровнях встречаются олистростромовые толщи, свидетельствующие о тектонической активности в период отложения флиша. Однако, по [Oszczypko et al., 2005], самые молодые флишевые отложения Скибового и Бориславско-Покутского покровов принадлежат к отнангию – верхней части бурдигала, поэтому можно допустить, что основная деформация не может быть старше 17 млн лет и относится к раннештырийской фазе. Исследователи Румынских Восточных Карпат полагают, что основные деформации Флишевой зоны произошли в позднебурдыгальскую-сарматскую, позднесарматскую и плиоценовую фазы [Matenco, 1997].

По современным представлениям ороген УВК является древней аккреционной призмой, образовавшейся в результате сокращения седиментационного пространства и прогрессивного перемещения осадочных образований на океанической или утоненной континентальной коре. Наиболее крупные перемещения происходили по черносланцевым породам мелового возраста и по менилитовым сланцам олигоцена. Складчатость мигрировала с юго-запада на северо-восток. Величина сокращения бассейна в миоцене, по данным палинспатических реконструкций, составила 130 км [Roure, 1993]. По другим реконструкциям [Oszczypko, 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009] только миоценовое сокращение Внешних Западных Карпат составило 150-200 км.

Образование аккреционной призмы стало результатом континентальной субдукции под блоки Алькапа, Тиссия и Дакия на миоценовом этапе развития региона [Паталаха и др., 2003; Бубняк, 2005; Гончар, 2007]. По [Konon, 2001], перемещение УВК на восток было связано с откатом эоцен-олигоценовой зоны континентальной субдукции в северо-восточном направлении в миоцене. По

[Fodor et al., 1999], формирование складчатого пояса Западных, Восточных и Южных Карпат связано с мезоальпийской конвергенцией Европейской и Адриатической микроплит и блоков земной коры в среднем миоцене – раннем олигоцене. Начиная с позднего миоцена, на деформации Восточных Карпат основное влияние оказывала конвергенция Африканской и Евроазиатской плит. Сложное напряженно-деформированное состояние всего Карпато-Паннонского мегаблока авторы объясняют автономными перемещениями и поворотами блоков Алькапа, Тиссия и Дакия.

Первые масштабные полевые тектонофизические работы были проведены в 1992-1994 гг [Аронский и др., 1995]. С 1994 по 2010 гг было несколько работ, в которых использовались приемы полевой тектонофизики [Zuchiewicz et al., 1997; Бубняк и др., 2001; Бубняк и др., 2007]. В то же время западные ученые выполнили огромные объемы тектонофизических исследований в районах Южных, Румынских Восточных, Западных Карпат и Паннонского бассейна [Ciulavu et al., 2000; Matenco et al., 1997, 2000; Ratschbacher et al., 1993[1,2]; Nemcok, 1993; Nemcok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Konon, 2001 и др.] и получили важные материалы о напряженно-деформированном состоянии этих регионов. В частности, были сформулированы новые концепции, описывающие историю развития регионов АЛЬКАПА (Альпы, Карпаты, Паннония), Тиссия и Дакия.

Исследуемый район расположен в северо-западной и центральной части Скибового покрова (УВК) на границе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба. Описываемые исследования выполнены по четырем пересечениям Скибового покрова в бассейнах рек Стрый, Кобылец, Сукиль и Быстрица Надворнянская (рисунок). Они охватывают шесть из восьми скиб и в целом дают достаточно полную картину напряженно-деформированного состояния и деформаций земной коры этой части горного сооружения Украинских Карпат.

МЕТОДИКА РАБОТ

Тектонофизические исследования выполняли посредством комплексного использования структурно-парагенетического и кинематического методов. Ранее было установлено эффективность использование этих методов в едином комплексе при изучении многих горно-складчатых регионов, в том числе и Карпат [Беличенко, Муровская, 1990; Аронский и др., 1995; Гинтов, Муровская, 2000; Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2009].

Структурно-парагенетический метод основан на изучении парагенетических связей мезотрещин, трещин и складок, характера и геометрических параметров складчатости. Изучение тектонических полей напряжений в 90-х годах прошлого столетия показало, что в сложных в тектоническом отношении районах (таких как Карпаты и Горный Крым) трещинообразование связано с региональными полями напряжений.

Восстановление тектонических полей напряжений кинематическим методом по зеркалам скольжения позволяет получать больше кинематических параметров (соотношение величин главных нормальных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3 (сжатие принято положительным: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) и др.). Зеркала скольжения в древних комплексах, как правило, не сохраняются, а в молодых слабо деформированных породах не образуются. Поэтому возраст деформаций и полей напряжений, полученный при использовании кинематического метода, отражает достаточно узкий интервал геологического времени – средние и поздние этапы тектогенеза.

В то же время трещиноватость в горных породах возникает сразу же после их отложения и литификации (планетарная трещиноватость) и сопровождает практически все фазы деформации, поэтому восстановленные с ее помощью поля напряжений, охватывают значительно больший период времени в истории развития региона.

Обработка и интерпретация материалов замеров трещиноватости выполнялась на основе известных принципов выделения парагенетически связанных сколов и трещин отрыва (L - L', R - R', L - R', L' - R; L', R' – T и т.д.) [Гинтов, Исай, 1986]. Использовалась общая тектонофизическая модель деформационной структуры горного массива I – II уровней глубинности [Гинтов, 2005]. Замеры обрабатывались у программе StereoNett V. 2.46 Ж. Дайстера (Институт геологии Университета г. Бохум, Германия), которая позволяет восстанавливать первоначальную ориентацию нормальносекущих трещин в пласте путем приведения его в горизонтальное положение.

Материалы замеров борозд и штрихов на зеркалах скольжения обрабатывались и интерпретировались с помощью программы Win-Tensor 1.4.19. [Devlaux, Sperner, 2003]. Предложенный авторами программы алгоритм позволяет определять наиболее оптимальное положение главных осей σ_1, σ_2, σ_3 и их стереографические координаты, а также соотношение величин главных нормальных напряжений $R=(\sigma_2 -\sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. Этот коэффициент играет такую же

роль, как и более употребляемый коэффициент Лоде-Надаи $\mu_\sigma=(2\sigma_2-\sigma_1-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, и используется для определения типа напряженного состояния, а также для районирования полей напряжений по величине μ_σ или R. Эти коэффициенты связаны соотношением $\mu_\sigma=2R-1$. Величины $R\geq0.5$ указывают преимущественно (хотя и не всегда) на состояние растяжения, а $R\leq0.5$ – на состояние сжатия.

При интерпретации полевых данных структурно-парагенетическим методом обращалось внимание на поля напряжений, полученные по нормальносекущим трещинам, которые образуются в еще горизонтально залегающей толще, либо как планетарная трещиноватость (оси σ_1 и σ_3 ориентированы вдоль современных параллелей и меридианов, часто сменяя друг друга в силу инверсии полей напряжений, связанной с неравномерной скоростью вращения Земли [Гинтов, 2001]), либо как трещиноватость, связанная с самым ранним полем тектонических напряжений.

Стресс-состояния, восстановленные по парагенезисам трещин, падающих субвертикально в наклонных слоях (являются наиболее поздними), относились к самым молодым. А наклонные трещины, остающиеся наклонными и после выполаживания напластования, относились к неопределенному классу и интерпретировались как соскладчатые. Стресс-состояния, восстановленные по ним, сопоставлялись с результатом интерпретации зеркал скольжения, после чего делался вывод об их возрасте (если это было возможно).

Зеркала скольжения образуются при интенсивных тектонических движениях и стресс-состояния, восстановленные по ним, моложе состояний, определенных по нормальносекущей трещиноватости, но древнее стресс-состояний, восстановленных по молодым субвертикальным трещинам. Более точно возраст таких полей определялся по возрасту слоев, в которых образовались зеркала, времени тектонических движений по геологическим данным и др.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Участок бассейна р. Стрый. Исследуемый район расположен на правом и левом берегах р. Стрый в окрестностях с.с. Майдан, Кринтята, Зубрица и Урич; охватывает (с юго-запада на северо-восток) скибы Рожанки, Зелемянки, Мальманстальскую, Парашки и Оривскую. Наиболее древними являются нижнемеловые отложения спасской свиты (K_1sp), а наиболее молодые – олигоценовые верхневерховинской свиты (P_3vr_2). Было исследовано 130 зеркал скольжения на 8 обнажениях в верхнестрыйских, эоценовых и олигоценовых отложениях и более 500 трещин на 11 обнажениях всего разреза от верхнего мела по олигоцен. Основной объем наблюдений выполнен в долине правого притока Стрыя – р. Рыбник.

Стресс-состояния, определенные структурно-парагенетическим методом. По группам нормальносекущих трещин определены следующие поля напряжений и деформационные режимы.

Верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения (K_2-P_1str_3): σ_1 – 160/01, σ_3 – 250/01, правый сдвиг (здесь и далее направление сдвига указывается по отношению к простиранию УВК – 310-315°); σ_1 – 185/01, σ_3 – 275/01, правый сдвиг; σ_1 – 202/01, σ_3 – 292/01, правый сдвиг; σ_1 – 231/01, σ_3 – 141/01, чистый сдвиг (термин „*чистый сдвиг*" применяется здесь условно – в смысле ориентации осей максимального сжатия и растяжения параллельно короткой и длинной оси деформируемого тела (УВК)); σ_1 – 300/01, σ_3 – 30/01, левый сдвиг. Нижнепалеогеновые отложения, ямненская свита (P_1jm): σ_1 – 226/1, σ_3 – 136/1, чистый сдвиг. Среднепалеогеновые отложения (P_2): σ_1 – 201/1, σ_3 – 111/1, правый сдвиг; σ_1 – 270/1, σ_3 – 180/1, левый сдвиг. Верхнепалеогеновые отложения, головецкая и верховинская свиты (P_3gl, P_3vr): σ_1 – 165/1, σ_3 – 255/1, правый сдвиг; σ_1 – 196/1, σ_3 – 286/1, правый сдвиг; σ_1 – 268/1, σ_3 – 358/1, левый сдвиг; σ_1 – 236/1, σ_3 – 146/1, правый (или чистый) сдвиг.

Почти во всех изученных стратиграфических единицах получены древние правосдвиговые стресс-состояния с горизонтальными субмеридиональными осями сжатия (σ_1 – 160, 165, 185, 196, 201, 202) и соответствующими горизонтальными осями растяжения, а в некоторых отложениях – и левосдвиговые стресс-состояния с горизонтальными субширотными осями сжатия (σ_1 – 270, 268) и соответствующими им горизонтальными осями растяжения. Это, как говорилось выше, может быть связано с неравномерным ротационным режимом Земли, когда вдоль оси ее вращения возникают переменные поля сжатия – растяжения и в частично литифицированных осадках формируется планетарная трещиноватость.

В верхнемеловых, нижнепалеогеновых и верхнепалеогеновых отложениях установлены стресс-состояния с диагонально ориентированными главными осями (σ_1 – 231, 226, 236). Эти стресс-состояния отражают самое начало орогенического процесса, когда сжатие уже наступило, но отложения олигоцена залегали еще горизонтально.

Поле напряжений с главными осями σ_1 – 300, σ_3 – 30, зафиксированное по трещиноватости в отложениях K_2-P_1str_3, отражает деформацию растяжения по азимуту 210-30°, во время которого, по-видимому, образовался палеогеновый бассейн осадконакопления.

По субвертикальным трещинам в деформированных отложениях всех возрастов восстановлены 11 самых молодых стресс-состояния, но из-за достаточной близости по координатам главных осей выделены посредством усреднение три поля: σ_1 – 183/13, σ_3 – 093/11; σ_1 – 107/11, σ_3 – 197/14; σ_1 – 162/11, σ_3 – 072/09.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. Большинство векторов смещения (около 30%) отражают напряженное состояние общекарпатского сжатия (σ_1 – 220/15, σ_3 – 130/85, R=0.22, взброс). Зеркала скольжения отражают надвиговые и шарьяжные перемещения горных масс (взбросовый деформационный режим).

Второе и третье по значимости поля отражают сдвиговый деформационный режим при общекарпатском сжатии (σ_1 – 226/25, σ_3 – 136/15, R=0.83, левый сдвиг), либо субмеридиональном растяжении – субширотном сжатии (σ – 259/20, σ_3 – 169/15, R=0.5, правый сдвиг). Сдвиги могли происходить одновременно с надвигами и отражают разную и переменную скорость перемещения соседних блоков и частей скиб. Не исключается также вариант реверсного типа движений, когда левые и правые сдвиги сменяют друг друга на коротком временном отрезке [Гинтов, 2005а, Старостенко и др., 2011].

Еще два поля тектонических напряжений отражают взбросовый деформационный режим при сжатии, ориентированном вдоль Украинских Карпат (σ_1 – 140/15, σ_3 – 310/80, R=0.36), и сбросовый (σ_1 – 323/80, σ_3 – 232/05, R=0.67), при котором горные массы сбрасывались как на северо-восток, так и на юго-запад. В первом случае мы имеем дело с взбросами, и даже надвигами, поперечными к генеральному направлению перемещения скиб УВК. Во втором случае можно говорить об очень молодом, даже современном, поле напряжений, сопровождающем оползневые и другие процессы разрушения гор.

Участок долины ручья Кобылец. Исследуемый участок расположен в междуречье р.р. Опора и Орявы на запад и северо-запад от с. Тухля. Измерения выполнялись вдоль ручьев Кобылец и Ягистив – левых притоков р. Опир, – пересекающих Скибовый покров в районе скибы Зелемянки. В семи обнажениях верхнемеловых и эоценовых отложений изучено около 500 трещин и 30 зеркал скольжения.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. Замеры элементов залегания трещин выполнялись во всех литологических типах пород. При интерпретации брались во внимание нормальносекущие и субвертикальные трещины.

Нижнепалеогеновые отложения (P_1jm): σ_1 – 250/10, σ_3 – 160/12, левый сдвиг; σ_1 – 120/15, σ_3 – 210/17, левый сдвиг. Отложения эоцена (P_2): σ_1 – 220/15, σ_3 – 130/12, чистый сдвиг; σ_1 – 240/12, σ_3 – 150/15, левый сдвиг. Верхний палеоген (головецкая свита P_3gl): σ_1 – 180/15, σ_3 – 90/12, правый сдвиг; σ_1 – 255/10, σ_3 – 165/11, левый сдвиг; σ_1 – 223/16, σ_3 – 133/16, чистый сдвиг; σ_1 – 210/15, σ_3 – 115/11, правый сдвиг.

В верхнем палеогене, как отмечено и на предыдущем участке, произошла инверсия планетарного поля напряжений. Второй тип поля напряжений – чистый или близкие к чистому сдвигу, зафиксированный трещиноватостью практически во всех отложениях, свидетельствует о начале общекарпатского сжатия в олигоцене. Подтверждается растяжение в направлении 210 – 30°, зафиксированное в палеогене на обоих участках.

Самые молодые стресс-состояния (по субвертикальным трещинам) следующие: σ_1 – 177/12, σ_3 – 087/09; σ_1 – 100/10, σ_3 – 010/13; σ_1 – 220/15, σ_3 – 130/14; σ_1 – 251/09, σ_3 – 161/13.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. По большинству зеркал скольжения установлено стресс-состояние σ_1 – 240/00, σ_3 – 150/80, R=0.29, отражающее взбросовый деформационный режим. Это стресс-состояние согласуется с тем, которое определено на предыдущем участке, и отражает фазу общекарпатского сжатия, сопровождавшуюся надвигами и шарьяжами. Не менее представительны сдвиговый и сбросовый деформационные режимы, отраженные в стресс-состояниях: σ_1– 245/00, σ_3– 335/15, R= 0, правые и левые сдвиги по плоскостям зеркал; σ_1 – 323/88, σ_3 – 233/03, R=0.17, сбросы по нарушениям, простирающимися параллельно УВК, но падающим в разные стороны. Первые, по-видимому, формировались на контактах, перемещавшихся с разной скоростью частей скиб, а вторые могли сопровождать процесс горообразования, а возможно сформировались позже как отражение разрушения горной цепи. По

нескольким зеркалам скольжения установлены сбросы на юго-восток (σ_1 – 240/80, σ_3 – 150/03, R=0.55), образовавшиеся во время оползней или землетрясений.

Участок долины р. Сукиль. Участок расположен в долинах р.р. Бряза и Сукиль (правый приток р. Свича) между с.с. Козакивка, Сукиль, Буковец, Поляныця, Бубнище, Тысив. Он пересекает большую часть Скибового покрова, а именно скибы Парашки, Сколивскую и Оривскую. Скибы сложены верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Тектонофизические измерения выполнены в отложениях всех возрастов в 28 пунктах. В 11 из них изучались парагенезисы мезотрещин, а в 17 – зеркала скольжения.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. Группа нормальносекущих (доскладчатых) трещин.

Отложения K_2-P_1str_3: σ_1 – 235/09, σ_3 – 145/10, левый сдвиг; σ_1 – 165/10, σ_3 – 075/09, правый сдвиг; 290/08, σ_3 – 200/09, левый сдвиг. Отложения P_1jm: σ_1 – 180/10, σ_3 – 090/09, правый сдвиг; 265/09, σ_3 – 175/10, левый сдвиг. Средний палеоген (P_2): σ_1 – 218/07, σ_3 – 127/07, чистый сдвиг; σ_1 – 180/09, σ_3 – 090/09, правый сдвиг; 265/08, σ_3 – 175/08, левый сдвиг. Отложения P_3mnl_{1-2} : σ_1 – 185/06, σ_3 – 095/05, правый сдвиг; : σ_1 – 170/09, σ_3 – 080/10, правый сдвиг; : σ_1 – 140/09, σ_3 – 050/07, правый сдвиг. Отложения P_3gl: σ_1 – 205/06, σ_3 – 115/07, правый сдвиг; σ_1 – 243/09, σ_3 – 153/11, левый сдвиг.

По парагенезисам доскладчатых трещин определены два инверсионных поля планетарных напряжений. Далее имеем стресс-состояние с осью растяжения, ориентированной субперпендикулярно (50^o) простиранию УВК, которое отражает, скорее всего, процесс растяжения земной коры при формировании палеогенового бассейна. Еще четыре стресс-состояния (218, 235, 205, 243) отражают начало общекарпатского сжатия в конце палеогена.

Выделены четыре поля по молодым субвертикальным трещинам: σ_1 – 181/09, σ_3 – 91/09; σ_1 – 272/09, σ_3 – 182/10; σ_1 – 230/09, σ_3 – 140/10 и σ_1 – 145/12, σ_3 – 56/11.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. Определено пять стресс-состояний (по измерениях 90 зеркал скольжения в отложениях всех возрастов): σ_1 – 246/00, σ_3 – 156/80, R=0.45, взбросовый деформационный режим; σ_1 – 348/02, σ_3 – 258/89, R=0.46, также взбросовый режим, но менее ярко выраженный; σ_1 – 350/05, σ_3 – 260/03, R=0.8 правый и левый сдвиг по разрывам северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания; σ_1 –133/80, σ_3 – 43/01, R=0.56, сброс; σ_1 – 203/80, σ_3 – 293/07, R=0.86, сброс.

Первое доминирующе стресс-состояние связано с горообразовательным процессом и отражает общекарпатское сжатие, сопровождавшееся взбросами, надвигами и шарьяжами. Второе взбросовое стресс-состояние характеризуется ориентацией оси сжатия субпараллельно простиранию УВК. Аналогичное взбросовое поле было получено и в пересечении по ручью Рыбник. В долине р. Сукиль также наблюдаются надвиги по пологопадающим поверхностям, поперечные генеральному направлению перемещения скиб. Третье по счету стресс-состояние субмеридионального сжатия – субширотного растяжения типично сдвиговое и связано с достаточно интенсивными подвижками по плоскостям трещин меридионального и северо-восточного простирания. Это состояние обусловлено, скорее всего, тектоническими процессами в Южных и Западных Карпатах, для которых субмеридиональное сжатие является определяющим.

Последние два стресс-состояния связаны со сбросовыми процессами, происходившими (и происходящими) в конце и после формирования УВК.

Участок долины р. Быстрица Надворнянская. Долина р. Быстрица Надворнянская пересекает Скибовый покров УВК в ее центральной части. Пересечение охватывает скибы Парашки, Оривскую и Береговую в районе с.с. Климпуши, Быстрица, Максимец, Зеленая, Пасечная, Быткив. В 12 обнажениях палеогеновых пород (от P_1jm до P_3vr) выполнено 1060 измерений трещин и в отложениях P_2 – 95 зеркал скольжения.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. По нормальносекущим трещинам (70%) реконструированы несколько стресс-состояний. В отложениях P_2 и P_3 установлено состояние σ_1 – 270/00, σ_3 – 00/05, отражающее, скорее всего, этап развития планетарной трещиноватости, а стресс-состояние с осями (σ_1 = 195 – 245^o) фиксируется во всем разрезе и усредняется полем напряжений σ_1 – 220/10, σ_3 – 130/08, чистый сдвиг. Это поле отражает начало общекарпатского сжатия, зафиксированное в еще горизонтально залегавших донеогеновых толщах осадков.

По субвертикальным трещинам (15%) и их парагенезисам установлены три стресс-состояния: σ_1 – 225/08, σ_3 – 135/04, чистый сдвиг (среднее из четырех стресс-состояниЙ с диагонально

ориентированными субгоризонтальными осями), σ_1 – 05/00, σ_3 – 275/00, правый с двиг σ_1 – 95/03, σ_3 – 185/00, левый сдвиг. Первое стресс-состояние отражает общекарпатское сжатие, продолжавшееся в ослабленной форме после процессов складко- и надвигообразования, когда взбросовый деформационный режим перешел в сдвиговый. Два других стресс-состояния с ортогонально ориентированными осями отражают, по-видимому, реверсный процесс, когда достаточно сильное меридиональное сжатие сменилось более слабым широтным.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. Из 95 измеренных в отложениях P_2 зеркал скольжения наибольшее количество (около 40%) связано с правосдвиговым деформационным режимом и стресс-состоянием σ_1 – 180/10, σ_3 – 270/05, R=0.11. Это состояние соответствует приведенному выше состоянию правого сдвига, установленному по молодым субвертикальным трещинам. Другое стресс-состояние σ_1 – 55/12, σ_3 – 325/75, R=0.1, взброс – состояние, в котором происходил основной процесс складко- и надвигообразования с перемещением материала с юго-запада на северо-восток. Среди стресс-состояний, восстановленных кинематическим методом, оно самое раннее. Далее следуют стресс-состояния сдвигового и сбросового типа: σ_1 – 304/05, σ_3 – 214/10, R=0.2, чистый сдвиг; σ_1 – 135/85, σ_3 – 45/08, R=0.6, сброс. Сбросовое стресс-состояние, по кинематическим признакам, наиболее молодое и возникло в конце процесса складко- и надвигообразования.

ВЫВОДЫ

Тектонофизические данные, полученные по всем четырем пересечениям, расклассифицированы по этапам – доскладчатому, складчато-надвиговому и послескладчатому. Синхронизация трех параметров – времени деформации, азимутов ориентации главных осей и деформационных режимов – позволяет с достаточной определенностью говорить о тектонических силах в земной коре, действовавших на всех трех этапах формирования Скибового покрова УВК.

1. Общекарпатское сжатие в направлении 220-240^o – 40-60^o началось в олигоцене, хотя можно предполагать, что с некоторыми перерывами оно существовало, начиная еще с позднего мела: поля этого типа зафиксированы по структурным парагенезисам трещин в отложениях K_2-P_1str_3. Однако до конца раннего миоцена (позднебурдыгальская фаза) деформационный режим сжатия был сдвиговым (плоскость $\sigma_1\sigma_3$ горизонтальна), поэтому складкообразование в осадочных толщах не происходило или было весьма слабым.

2. Миоценовый складчато-надвиговый процесс с шарьяжными перемещениями осадочных комплексов на СВ сопровождался во Флишевой зоне взбросами и надвигами также в направлении СЗ-ЮВ, что было связано с формированием Бескид и Южных Карпат под влиянием субмеридионального сжатия земной коры, влиявшего и на тектонические процессы в УВК. Поэтому наряду с преобладающей односторонней вергентностью в СВ направлении отдельные складки и зеркала скольжения Скибового покрова имеют простирание, поперечное направлению сжатия УВК.

3. Взбросовые деформационные режимы с главными осями сжатия СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ ориентировки сопровождались субгоризонтальными сдвигами в тех же направлениях, обусловленными разной скоростью перемещения покровов. Подобные сдвиговые процессы способствовали ускорению перемещения скиб.

4. Сбросовые подвижки, продолжающиеся и в настоящее время, происходили в основном в тех же направлениях, что и надвиговые, и были связаны с прерывистым характером перемещения покровов, а также с оползневыми процессами во фронтальных частях скиб.

ЛИТЕРАТУРА

Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плестоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) // Геофиз. журн. 1995. Т 17, № 3. С. 58–68; № 5. С. 11–19; № 6. С. 43–57.

Беличенко П.В., Муровская А.В. Соотношение процессов разрушения и подвижек по ранее сформированным разрывам и обратная задача тектонофизики // ДАН УССР сер. Б. 1990. № 9. С. 3–5.

Бубняк І.М. Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.04 «Геотектоніка» // НАН України; Інститут геологічних наук. Київ: 2005. 21 с.

Бубняк І., Бубняк А., Кілин І., Попп І. Структурно-седиментологічні дослідження добротівських відкладів Передкарпатського прогину (район Надвірної) // Праці наукового товариства імені Шевченка. Геологічний збірник. 2001. Т. V. С. 84–93.

Бубняк І., Бубняк А., Віхоть Ю., Р. Спільник. Тріщинуватість гірських порід флішового комплексу Українських Карпат в межиріччі Опору та Оряви та її тектонічне значення // Геодинаміка. 2007. № 1(6). С. 4–10.

Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. К.: Феникс. 2005а. 572 с.

Гинтов О. Б. Комплексное решение обратной задачи тектонофизики на основе принципов Кулона-Навье-Мора // Геофиз. журн. 2005б. 27, № 1. С. 5–19.

Гинтов О. Б., Муровская А. В., Мычак С. В. Комплексирование структурно-парагенетического и кинематического методов – условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике. Материалы Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, 13-17 октября) 2008 г. М.: 2009. Изд-во ИФЗ РАН. Т. 1. С. 22–28.

Гинтов О. Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // Геофиз. журн. 2001. 23, № 4. С. 69–82.

Гинтов О. Б., Муровская А. В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект) // Геофиз. журн. 2000. 22, № 2. С. 39–60; № 3. С. 36–49.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Методы морфокинематического анализа разломов // Геофиз. журн. 1986. Т.°8, № 1. С. 53–61.

Гончар В. В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // Геофиз. журн. 2007. Т.°29, № 6. С. 116–137.

Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз УВ и сейсмоопасности. К.: ЭКМО, 2003. 151 с.

Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Кутас Р. И. Формирование и размещение месторождений полезных ископаемых Украины как результат геодинамического развития литосферы // Геофиз. журн. 2011.

Ciulavu D., Dinu C., Szakacs A., Dordea D. Late Miocene to Pliocene kinematics of the Transylvania basin // AAPG Bulletin. 2000. Vol. 84. P. 1589–1615.

Devlaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR propram // New insights into Structural interpretation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications. 2003. Vol. 212. P. 75–100.

Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), The Mediteranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. of London. Spec. Publ. No. 156. The Geological Society, London. 1999. P. 295–334.

Konon A. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland) // Geological Quaterly. 2001. Vol. 45, No 2. P. 179–204.

Matenco L., Bertotti G. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania) // Tectonophysics. 2000. Vol. 316. P. 255–286.

Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania) // Tectonics. 1997. Vol. 16. P. 896–911.

Nemcok M. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians // Tectonophysics. 1993. Vol. 217. P. 117–142.

Nemcok M., Hok J., Kovac P., Marko F., Coward M. P., Madaras J., Houghton J. J., Bezak V. Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt // Tectonophysics. 1998. Vol. 290. P. 137–167.

Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. In: The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources (eds. J. Golonka and F. J. Picha) // Mem. AAPG. 2005. Vol. 84. P. 293–350.

Oszczypko N. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // Geological Quarterly. 2006. Vol. 50(1). P. 168–194.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M. Stages in the Magura Basin: a case study of the Polish sector (Western Carpathians) // Geodinamica Acta. 2009. Vol. 22, No. 1-3. P. 83–100.

Ratschbacher L., Linzer H. G., Moser F., Strusievicz R. O., Bedelean H., Har N., Mogos P. A. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation // Tectonics. 1993[1]. Vol. 12. P. 855–873.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia; structural evidence for transpression // Tectonophysics. 1993[2]. Vol. 226. P. 471–483.

Roure F., Roca E., Sassi W. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/ fold-and-thrust belt system // Sedimentary Geology. 1993. Vol. 86. P. 177–201.

Zuchiewicz W., Bubniak I. M., Rauch M. Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowzmi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukraińskich // Przegl. Geol. 1997. Vol. 45, No. 4. P. 408–413.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СУБДУКЦИОННЫХ РЕГИОНАХ

И.С. Владимирова

Геофизическая Служба РАН, г. Обнинск Калужской обл., vladis@gsras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Зоны субдукции являются одними из наиболее тектонически и сейсмически активных регионов Земли, характеризующихся активным взаимодействием литосферных плит с погружением океанической плиты под континентальную. В субдукционных зонах реализуется до 80-90% общего сейсмического потенциала Земли, здесь происходят как наиболее крупные – с магнитудой более 8, так и наиболее глубокие – до 600 км глубиной землетрясения. Высокая сейсмическая активность зон субдукции делает особенно актуальной задачу оценки сейсмической опасности этих регионов. Решение этой задачи, в свою очередь, связано как с оценкой потенциала накопленных упругих (или вязко-упругих) деформаций, так и с изучением механизма сброса накопленных напряжений в очаговой зоне, так как постсейсмические процессы после крупных событий могут быть достаточно интенсивными, и вносить существенный вклад в реализовавшийся сейсмический момент. Кроме того, для правильной оценки накапливающегося сейсмогенного потенциала необходимо прогнозирование времени затухания постсейсмических эффектов после крупных землетрясений, так как интенсивные постсейсмические процессы могут препятствовать переходу сейсмогенной зоны в стационарное «межсейсмическое» состояние, сопровождающееся накоплением деформационного потенциала. Таким образом, изучение постсейсмических процессов является важной частью комплексного подхода к изучению напряженно-деформированного состояния литосферы в районах высокой тектонической активности.

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ

Развитие методов космической геодезии, в том числе технологии GPS, сделало возможным получение высокоточных (с точностью 1-2 мм) расстояний между точками земной поверхности. Это обусловило применимость данных GPS-наблюдений для исследования деформаций земной поверхности. Важным преимуществом использования технологии GPS является возможность прямого измерения подвижек на станциях вследствие сейсмических событий, а также последующего перемещения пунктов сети вследствие действия возможных постсейсмических процессов. В последнее десятилетие развитие сетей постоянных станций GPS-наблюдений позволило организовать непрерывный мониторинг деформаций земной поверхности в тектонически активных регионах, в частности, в зонах субдукции. В общем случае, движение станции в деформационном поясе вблизи границ литосферных плит складывается из движения станции как части жесткого тектонического блока и деформационной составляющей. Таким образом, для исследования деформаций земной поверхности, из общего смещения станции необходимо вычесть смоделированное смещение станции как точки, принадлежащей литосферной плите. Литосферная плита, в первом приближении, представляется твердым телом, вращающимся вокруг полюса Эйлера, а значит, согласно теореме Эйлера, скорость любой точки этой плиты может быть представлена в виде:

$$V_i = \Omega \times R_i, \qquad (1)$$

где Ω – вектор Эйлера для данной плиты, R_i – радиус-вектор, проведенный из полюса Эйлера до рассматриваемой точки. В настоящей работе для получения модельных скоростей станций использовались оценки векторов Эйлера для основных литосферных плит, полученные в работе [Kogan, 2008].

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Сейсмический цикл, в общем случае, включает в себя три основные стадии: 1) стадия накопления напряжения, вызванного упругими деформациями; 2) стадия высвобождения накопленного упругого потенциала в момент сейсмического события; 3) стадия действия постсейсмических процессов, в результате которых происходит возврат сейсмогенной зоны в

окрестности очага произошедшего сейсмического события к стадии накопления нового напряжения. Непрерывный мониторинг деформационных процессов во многих сейсмоактивных регионах показывает, что постсейсмические движения, сопровождающие сильные землетрясения существенно различаются по продолжительности и площади простирания, и могут достигать значительной интенсивности, сравнимой с самим землетрясением по величине выделившегося скалярного момента.

Для объяснения наблюдаемых постсейсмических эффектов рядом авторов были предложены различные механизмы, такие как упругое фрикционное развитие трещины [Marone, 1991] и вязкоупругая релаксация в мантии и астеносфере [Pollitz, 1997]. Помимо этого, к числу основных механизмов, обуславливающих постсейсмические движения, относят также выравнивание порового давления во вмещающих сейсмический разрыв флюидонасыщенных породах. Вопрос о том, какой из механизмов реализуется после каждого конкретного сейсмического события, остается до сих пор неразрешенным. Наиболее вероятным представляется сочетание всех указанных процессов в разной степени, при этом преобладание того или иного из них меняется со временем и зависит от расстояния до очага.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Крупные межплитовые субдукционные землетрясения, как правило, сопровождаются длительными и интенсивными постсейсмическими аномалиями. В настоящей работе в качестве основного механизма, ответственного за возникновение подобных постсейсмических эффектов, рассматривается процесс вязко-упругой релаксации в верхней мантии и астеносфере. Уточнение априорных параметров выбранной модели, описывающей наблюдаемые постсейсмические эффекты, осуществляется за счет уменьшения невязки между моделируемыми и наблюдаемыми геодезическими методами смещениями земной поверхности при решении соответствующей обратной задачи. В наиболее общем виде, поле кумулятивных вязко-упругих постсейсмических смещений можно представить в виде свертки:

$$u(\bar{r},t)=\iint_S G(\bar{r},\bar{r_S},t,t_S)U(\bar{r_S})dS, \qquad (2)$$

где $G(\bar{r},\bar{r_S},t,t_S)$ - функции отклика среды в точке $\bar{r}$ в момент времени t на точечную дислокацию в точке $\bar{r_S}$ в момент времени t_S, $U(\bar{r_S})$ - вектор дислокации, распределенный по поверхности S. Один из методов построения функций отклика $G(\bar{r},\bar{r_S},t,t_S)$ описан в [Pollitz, 1997], где для сферически симметричной слоистой вязко-упругой модели предложено разложение в ряд по сферическим функциям, и приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы. Используя методику и соответствующие программные коды VISCO1D [Pollitz, 1997] и учитывая линейность оператора свертки в (2), для произвольно распределенной неоднородной подвижки $U(\bar{r_S})$ по произвольной поверхности искомое кумулятивное смещение $u(\bar{r},t)$ можно аппроксимировать конечной суммой смещений, вызванных набором однородных подвижек по конечному набору прямоугольных элементов, составляющих исходную произвольную поверхность. В целом, для вычисления свертки (2) необходимо задать модель среды и распределение подвижки в очаге. В настоящей работе использовалась модель сферической слоистой Земли с упругой литосферой и с вязко-упругой астеносферой в виде среды Бюргерса, включающей в себя как вязкость по Максвеллу, так и вязкость по Кельвину. Подобная реология астеносферы позволяет моделировать как кратковременные (продолжительностью до 6 месяцев после события), так и длиннопериодные (годы или десятилетия после события) вязкие эффекты.

Для получения распределения подвижки в очаге производится приближение прямоугольными конечными элементами плоскости разрыва, очерченной облаком афтершоков, с учетом профиля субдукционного интерфейса, найденного по данным каталогов сейсмических событий.

ПРЯМАЯ ОЦЕНКА ВЯЗКОСТИ АСТЕНОСФЕРЫ

Одним из наиболее трудно определяемых реологических параметров Земли является вязкость астеносферы. Так как эта величина входит в число определяющих функцию Грина в (2), задача оценки Максвелловской вязкости астеносферы формулируется следующим образом:

$$\min_{\eta_1} \sum_j \sum_i \left| \iint_S G\left(\eta_1, \overline{r_j}, \overline{r_S}, t_i, t_S\right) U\left(\overline{r_S}\right) dS - u_{obs}\left(\overline{r_j}, t_i\right) \right|^2, \qquad (3)$$

где минимизация среднеквадратической невязки по параметру η_1 осуществляется по временному ряду измерений $u_{obs}\left(\overline{r_j}, t_i\right)$ в момент времени t_i по всем станциям с координатами r_j. С использованием описанной выше методологии вычисления свертки (2) через конечные суммы, задача (3) решается с помощью существующих пакетов, реализующих алгоритмы нелинейного программирования.

Вышеописанная методология нахождения распределенной подвижки в очаге и оценки вязкости астеносферы реализована автором в виде комплекса подпрограмм, который позволяет выполнить все этапы получения решения, начиная от обработки исходных данных геодезических измерений, и заканчивая графическим представлением полученных результатов.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА ПО ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИМ СМЕЩЕНИЯМ

Симуширское землетрясение 2006 г. Курило-Камчатская островная дуга является одним из самых сейсмически активных регионов на Земле. Это связано с высокой скоростью пододвигания Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, величина этой скорости составляет 8 см/год. Особый интерес представляет срединная часть Курильской дуги, в которой на протяжении почти ста лет, с 1915 года, наблюдалось сейсмическое затишье. Оно было прервано двумя мощными землетрясениями 2006 и 2007 года с магнитудами Mw=8.3 и Mw=8.1 соответственно (CMT).

До недавнего времени этот регион практически не был исследован современными методами космической геодезии. Первые GPS-станции периодических наблюдений были установлены здесь в 2005 году, а уже с середины 2006 года вдоль всей Курильской островной дуги от Японии до Камчатки была развернута региональная геодинамическая сеть, к настоящему времени насчитывающая 8 станций постоянного наблюдения и ряд пунктов периодических наблюдений.

На полученных временных рядах станций Курильской сети были зафиксированы скачки после землетрясений 2006-2007 гг, величины которых составили от нескольких миллиметров до полуметра для различных станций. Эти скачки дали возможность количественно оценить смещения станций в результате этих сейсмических событий. Полученные величины позволили решить задачу нахождения пространственно распределённой подвижки в очагах землетрясений и уточнить их геометрию [Стеблов, 2010; Steblov, 2008].

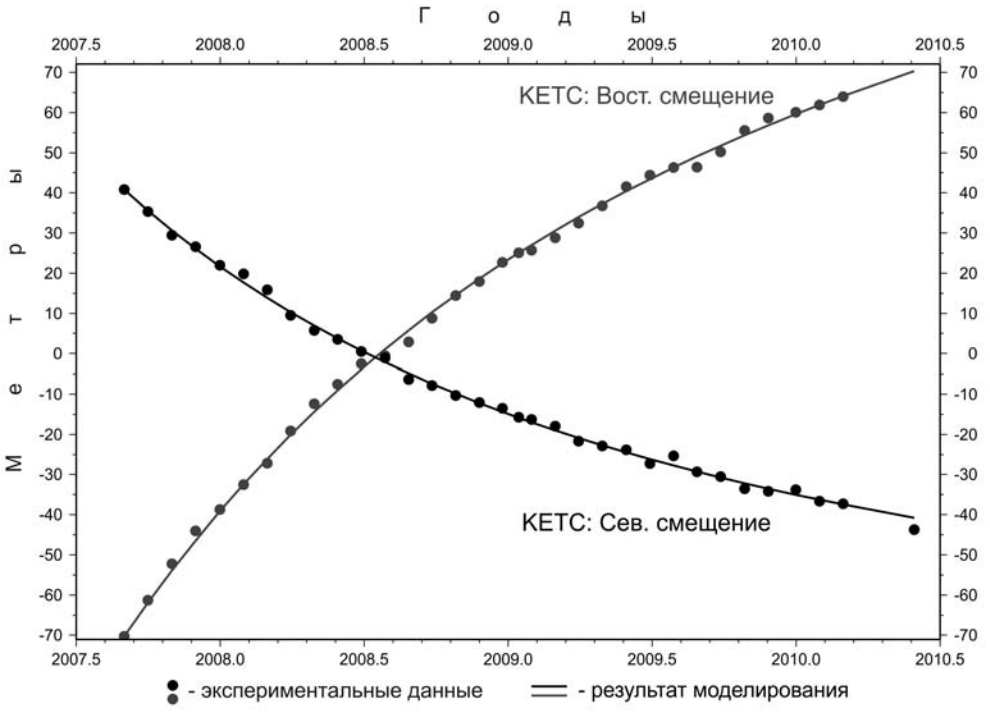


Рис. 1. Временные ряды смещений станции KETC (о. Кетой, Курильские острова). Точками обозначены измеренные смещения, сплошная линия – модельное смещение

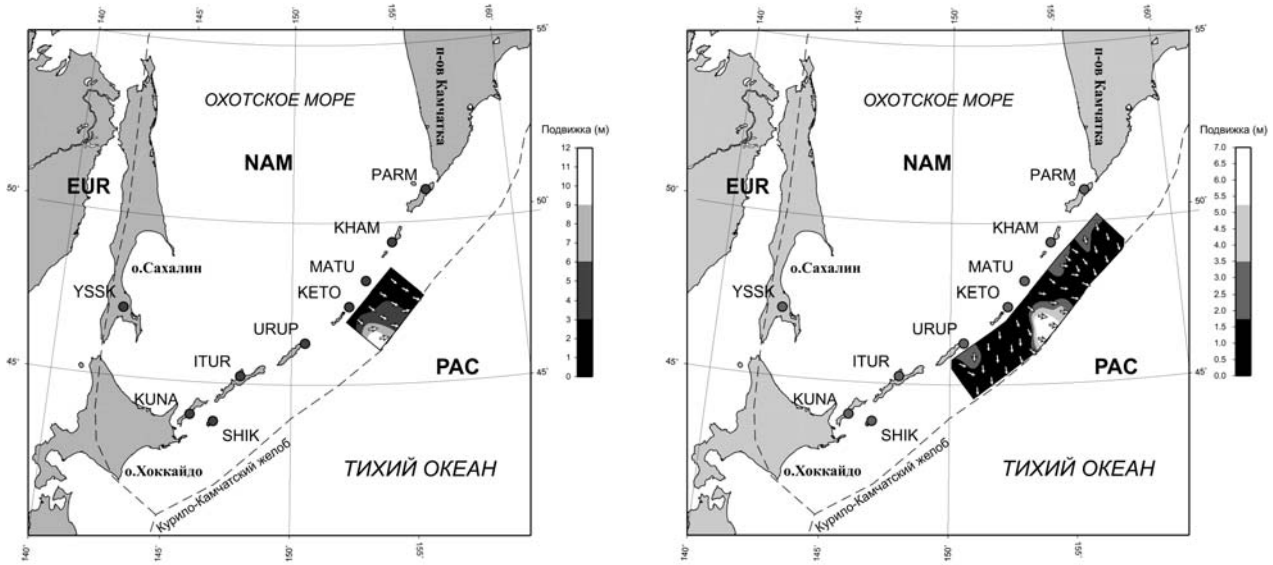


Рис. 2. Решение задачи моделирования подвижек в очаге Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г: (а) по сейсмическим подвижкам из [Стеблов, 2010]; (б) по постсейсмическим временным рядам

Продолжительность периода GPS-наблюдений в исследуемом регионе к настоящему времени составляет уже более 3.5 лет после события 2006 года, что позволяет оценить скорости смещения станций Курильской сети в постсейсмический период. Для изучения деформационной составляющей в скоростях станций сети был произведен анализ остаточных скоростей этих пунктов относительно Североамериканской плиты. Для ряда пунктов сети на островах Кунашир (KUNA), Шикотан (SHIK), Итуруп (ITUR) и Парамушир (PARM), расположенных на удалении от сейсмического очага 2006 года, постсейсмические скорости совпали по направлению со скоростями, оцененными для этих же пунктов в межсейсмический период. В то же время, постсейсмические скорости пунктов, расположенных вблизи очага на островах Кетой (KETC), Матуа (MATC) и Харимкотан (KHAM) оказались направлены в противоположную сторону, а скорость пункта, расположенного на острове Уруп (URUP) претерпела значительный разворот. При этом величина постсейсмической аномалии для ближайших к очагам пунктов KETC, MATC, KHAM, URUP убывает со временем: вектора скоростей этих пунктов, осредненные за период 2008.5–2009.5 меньше по величине векторов, осредненных за 2007.5–2008.5. Вышеперечисленные факты позволяют предположить наличие переходного постсейсмического процесса в районе очага сейсмического события 2006 года.

При установлении механизма, ответственного за наблюдаемые постсейсмические эффекты, следует учесть значительную пространственную (более 200 км) и временную (более 3.5 лет) распространенность наблюдаемых эффектов. В связи с этим наиболее вероятным механизмом, объясняющим наблюдаемые постсейсмические аномалии, является процесс вязкоупругой релаксации в верхней мантии и астеносфере, так как выравнивание порового давления не может наблюдаться на расстоянии более 100 км от разлома, а упругое фрикционное развитие трещины является достаточно краткосрочным процессом, и затухает, как правило, в течение первых месяцев после сейсмического события.

В соответствии с вышеописанной методологией была произведена оценка Максвелловской вязкости астеносферы по данным двух станций сети, на которых постсейсмический эффект проявился наиболее выражено – MATC и KETC. В качестве априорного распределения подвижки было взято полученное ранее распределение подвижки в сейсмическом очаге по смещениям станций во время Симуширского землетрясения 2006 г [Steblov, 2008].

Для решения обратной задачи были использованы временные ряды этих станций за период 2007.5–2008.5. Получившаяся в результате оценка Максвелловской вязкости астеносферы для срединной части Курильской дуги составила ~ $3 \cdot 10^{17}$ Па·с, что хорошо согласуется с интервалом значений 2-5 10^{17} Па·с для этого региона по другим источникам. Эта величина достаточно мала по сравнению с априорным значением $1 \cdot 10^{19}$ Па·с, что позволяет характеризовать срединную часть Курильской островной дуги как регион пониженной вязкости.

В результате построения модели с уточненным значением вязкости для станций MATC и KETC, расположенных вблизи очага, обнаружилось хорошее согласование между моделью и наблюдениями.

Однако для станций URUP и KHAM, на которых также проявились постсейсмические эффекты, но расположенных в отдалении от очага, наблюдались значительные рассогласования между модельными и экспериментальными данными. Следовательно, смещения этих станций невозможно объяснить в рамках предложенной модели. Для того, чтобы устранить влияние априорного выбора границ очаговой зоны, было принято решение о расширении границ априорного очага, изначально очерченных облаком афтершоков. Очаговая зона при такой постановке ограничивается областью ненулевой подвижки в найденном распределении. В результате рассматривался очаг, продленный на юго-запад и северо-восток, общей протяженностью около 700 км. С использованием полученного очага и сферической слоистой модели Земли было проведено моделирование кумулятивных смещений после события 2006 года на пунктах KETC, MATC, URUP и KHAM за период 2007.5–2010.5. В результате было найдено распределение подвижки в очаге события 2006 года, которое обеспечило хорошее согласование между моделью и экспериментом для всех четырех станций, на которых наблюдались постсейсмические эффекты. При этом, при сопоставлении полученных результатов видно, что распределения подвижек в сейсмическом и постсейсмическом очагах не противоречат друг другу, поскольку область локализации максимальной подвижки сохраняет свое местоположение в обоих случаях.

Землетрясение Мауле 2010г. 27 февраля 2010 года в центральной части Чили, в непосредственной близости от города Консепсьон, произошло разрушительное землетрясение магнитудой Mw=8.8 (CMT). Это землетрясение стало самым сильным в центральном Чили после Великого Чилийского Землетрясения 1960 г. Побережье Чили является регионом с высокой сейсмической активностью: только с 1973 года здесь было зафиксировано 13 событий с магнитудой больше 7. В регионе центрального Чили плита Наска пододвигается под Южноамерикансую плиту со скоростью порядка 66 мм/год. Особенность этой субдукционной зоны состоит в том, что при погружении плиты Наска под Южноамерикансую плиту формируется не островная дуга, как в случае с погружением Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, а складчатая область на западе Южной Америки — горы Анды. Следствием этого является то, что слэб погружается в мантию под достаточно крутым углом [Delouis, 2010; Moreno, 2008].

Исходя из распределения афтершоков были определены границы сейсмического очага, размеры которого составили примерно 600 км по простиранию и 120 км по падению. Кроме того, с использованием каталога сейсмических событий NEIC был расчитан профиль исследуемой субдукционной зоны, который был использован при проведении процедуры дискретизации плоскости разрыва, очерченной облаком афтершоков.

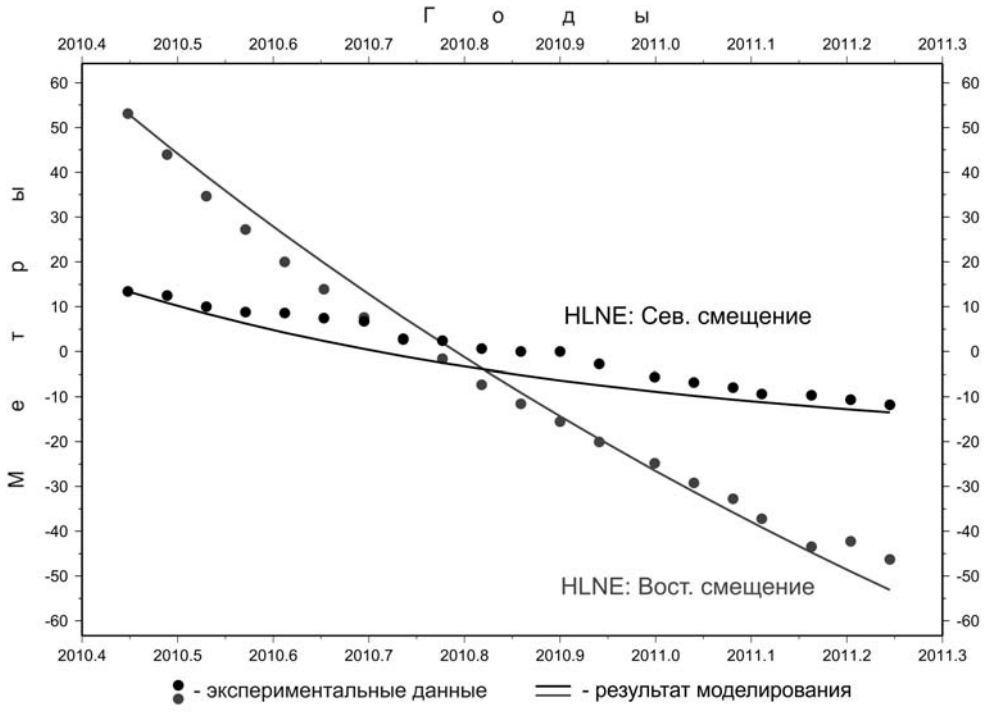


Рис. 3. Временные ряды смещений станции HLNE, регион Био-Био, Чили. Точками обозначены измеренные смещения, сплошная линия – модельное смещение

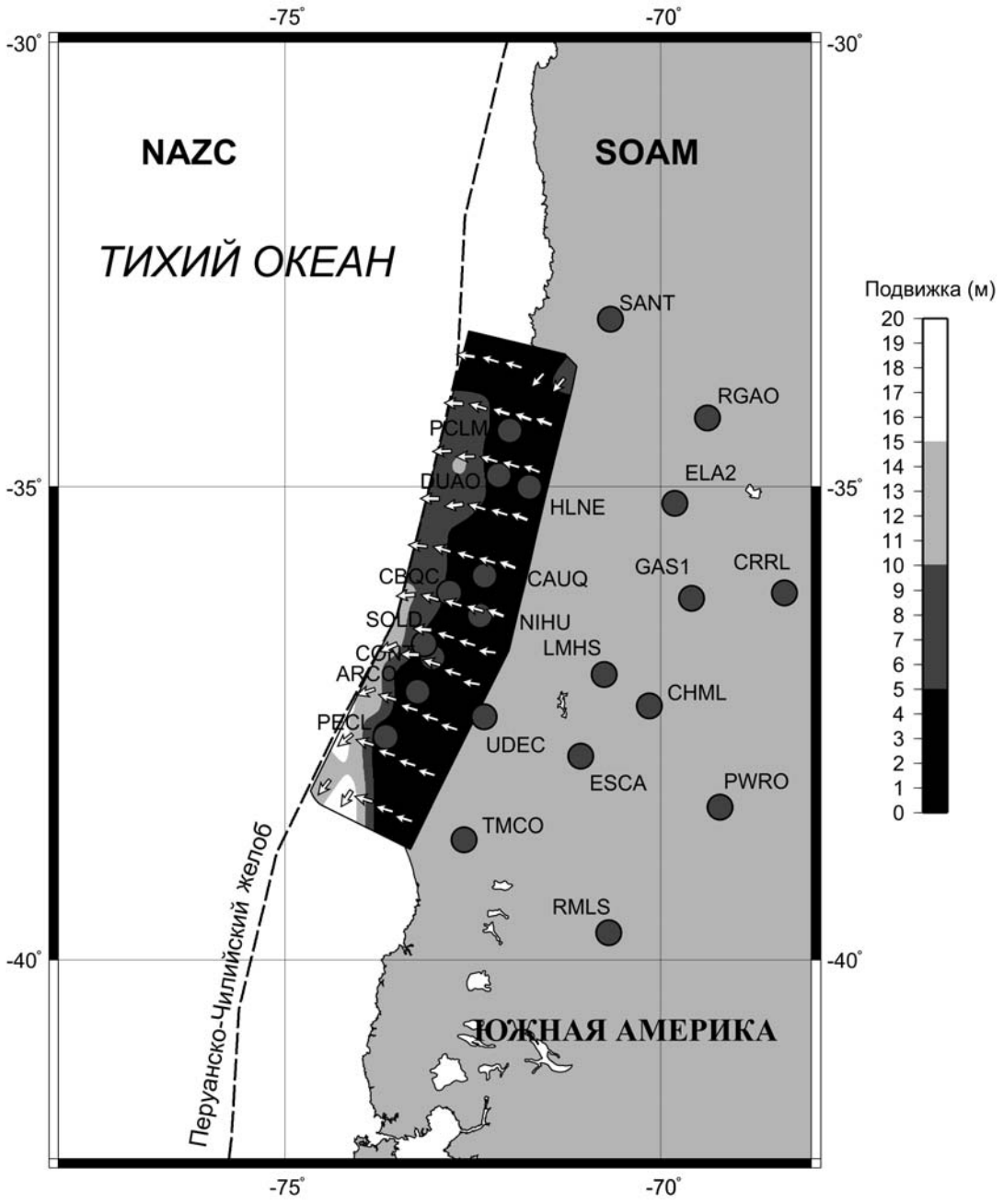


Рис. 4. Решение задачи моделирования подвижек в очаге землетрясения Мауле 27 февраля 2010 г по постсейсмическим временным рядам

С использованием пакета GAMIT/GLOBK была произведена обработка данных 26 GPS-станций, входящих в сети IGS (International GNSS Service) и RAMSAC (Red Argentina da Monitoreo Satelial Continuo). В результате обработки было установлено, что постсейсмические смещения прослеживаются только на 21 станции из 26. В качестве экспериментальных данных для построения модели были выбраны измерения на этих станциях в период с 01.06.2010 по настоящее время. Подобный выбор начальной точки отсчета дает основание предполагать, что интенсивность процесса упругого фрикционного развития трещины значительно снизится к этому времени, а значит, постсейсмические смещения станций будут обусловлены преимущественно процессом вязко-упругой релаксации в верхней мантии и астеносфере.

В результате применения вышеописанной методологии оценки параметров очага по постсейсмическим смещениям было найдено распределение постсейсмической подвижки для землетрясения 2010 года. Для рада станций наблюдается достаточно хорошее согласование между моделью и экспериментом, однако, для многих пунктов наблюдаются значительные рассогласования.

Исходя из этого факта, можно сделать предположение о том, что вследствие развития афтершокового процесса, сопровождавшего землетрясение в первые месяцы после основного толчка, произошло развитие первоначального очага. Следовательно, для моделирования распределения подвижки в очаге по постсейсмическим данным необходимо устранить влияние выбора границ априорного очага, аналогично тому, как это было сделано для Симуширского землетрясения 2006 года, расширив границы области таким образом, чтобы она заведомо превосходила возможное простирание очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная методология интерпретации постсейсмических процессов дает возможность адекватного моделирования переходных движений, сопровождающих сильные землетрясения. Методология основана, во-первых, на прямом оценивании вязкости астеносферы и, во-вторых, на выявленной принципиальной возможности построения эффективного распределения подвижки в очаге по постсейсмическим деформациям. Результат таких оценок и построений позволяет прогнозировать интенсивность затухания вязко-упругих напряжений в астеносфере. Учет соответствующих аномалий в качестве поправок необходим при анализе межсейсмических деформаций для корректного оценивания накапливающегося упругого сейсмогенного потенциала.

Отдельный интерес для дальнейшего исследования представляет интерпретация выявленных различий между сейсмической и постсейсмической моделями распределения подвижки в очаге. Природа этих различий лежит, по-видимому, в особенностях развития афтершокового процесса, сопровождающего сильное землетрясение в первые месяцы после основного толчка. В связи с этим, наиболее перспективным направлением дальнейшего развития исследования постсейсмических процессов после крупных землетрясений представляется изучение процесса развития очага со временем, а также моделирование краткосрочных постсейсмических процессов для учета их вклада в суммарный наблюдаемый постсейсмический эффект.

ЛИТЕРАТУРА

Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. № 5. С. 77-82.

Burgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M. Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. P. 1331-1334.

Contreras-Reyes, E., E. R. Flueh, and I. Grevemeyer (2010), Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes // Tectonics. 29. TC6018. doi:10.1029/2010TC002734.

Delouis, B., J.-M. Nocquet, and M. Vallée (2010), Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data // Geophys. Res. Lett. 37. L17305. doi:10.1029/2010GL043899.

Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995-2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geophys. Res. 2008. V.113. P.B04416. doi:10.1029/2007JB005353.

Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko (2010), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake // Geophys. Res. Lett. 37. L13301. doi:10.1029/2010GL043379.

Marone C.J, Scholz C.H., Bilham R.G. On the mechanics of earthquake afterslip // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 8441-8452.

Moreno, M. S., J. Klotz, D. Melnick, H. Echtler, and K. Bataille (2008), Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39_S) // Geochem. Geophys. Geosyst. 9. Q12024. doi:10.1029/2008GC002198.

Pollitz F. F. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 17921-17941.

Pollitz F., Bürgmann R., Banerjee P. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // Geophys. J. Int. 2006. V. 167. P. 397-420. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03018.x.

Steblov G. M., Kogan M. G., Levin B. V., Vasilenko N. F., Prytkov A. S., Frolov D. I. Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35, L22306. DOI:10.1029/2008GL035572.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММЫ SEISAN С ЦЕЛЬЮ ПОДГОТОВКИ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

И.И. Вольхин

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан, astro2006@list.ru

Постановка задачи. Главной целью исследований является изучение локальных полей напряжений по данным о землетрясениях по методике катакластического анализа разрывных нарушений (автор Ю.Л.Ребецкий). Первым этапом этой задачи является подготовка каталога землетрясений и определение динамических параметров их очагов. В настоящем докладе будет продемонстрировано применение Seisan [Havskov, Ottomoller, 2008] для решения этой задачи. Seisan был выбран потому, что он представляет собой целый программный комплекс, предназначенный для обработки сейсмологических данных. Он позволяет решать широкий круг сейсмологических задач - от пикировки фаз до расчета сейсмического риска. Он позволяет использовать для анализа как цифровые записи, так и данные аналоговых станций.

Исходные данные. В работе рассматривалось землетрясение, которое произошло 18 марта 2011 года вблизи города Кант в Кыргызстане (Северный Тянь-Шань) в 9 часов 36 минут (по Гринвичу) с координатами эпицентра 42.98° N и 74.90° E, глубиной очага 17 км, MPV=5.2 , K=11.3. Через пять дней здесь же произошло более слабое землетрясение с M=3.7 **(**рис. 1**).** Работа была выполнена в Центрально-Азиатском Институте прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек. Для определения положения гипоцентра и динамических параметров очага были использованы цифровые записи сети KNET (Научная станция РАН, Бишкек), которые поступают в ЦАИИЗ через FDSN в режиме реального времени. Для определения механизма очага были дополнительно использованы данные о знаках первых вступлений P-волны, полученные на станциях сети Института сейсмологии НАН КР (KRNET) и переданные в ЦАИИЗ по запросу (в рамках соглашения о сотрудничестве).

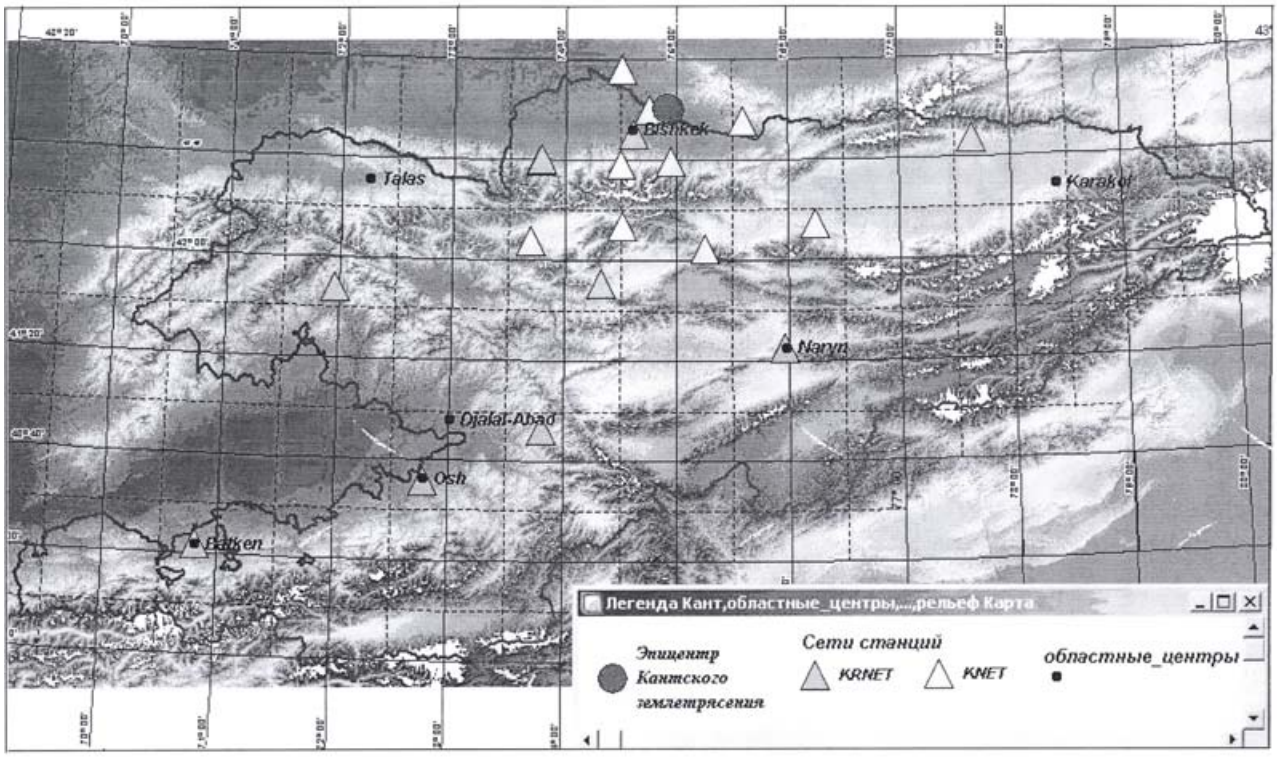


Рис. 1. Расположение сейсмических станций и эпицентра Кантского землетрясения

Методические особенности исследования. Первым этапом работы является определение основных параметров землетрясения: три пространственных координаты, время в очаге и сила. Большое значение для точности определения параметров гипоцентра имеет правильная пикировка фаз. Интерпретация фаз в практике является сложной задачей, особенно когда надо интерпретировать вступления фаз поперечных волн. Применение различных фильтров влияет на вид записи (на его частотный состав). Учитывая опыт работы разных сейсмологических организаций, время вступления фаз измерялось с использованием того фильтра, где вступление фазы было наиболее четкое. В рассматриваемом случае это был фильтр, пропускающий колебания в диапазоне частот 5-10 Гц, так как он соответствует частотному составу колебаний от локальных землетрясений в диапазоне эпицентральных расстояний 0-200 км.

В программе Seisan механизм очага определяется по знакам первых смещений в продольной волне по программе FOCMEC [Snoke et al., 1984]. Дополнительно, для ограничения возможных решений при выборе окончательного решения или для подтверждения выбранного решения, используются отношения амплитуд одноименных фаз продольных и поперечных волн. Для правильного определения полярности первого вступления продольной волны необходимо пользоваться открытым каналом, поскольку применение фильтров может искажать запись (см. рис. 2) На рис. 3 показан механизм очага.

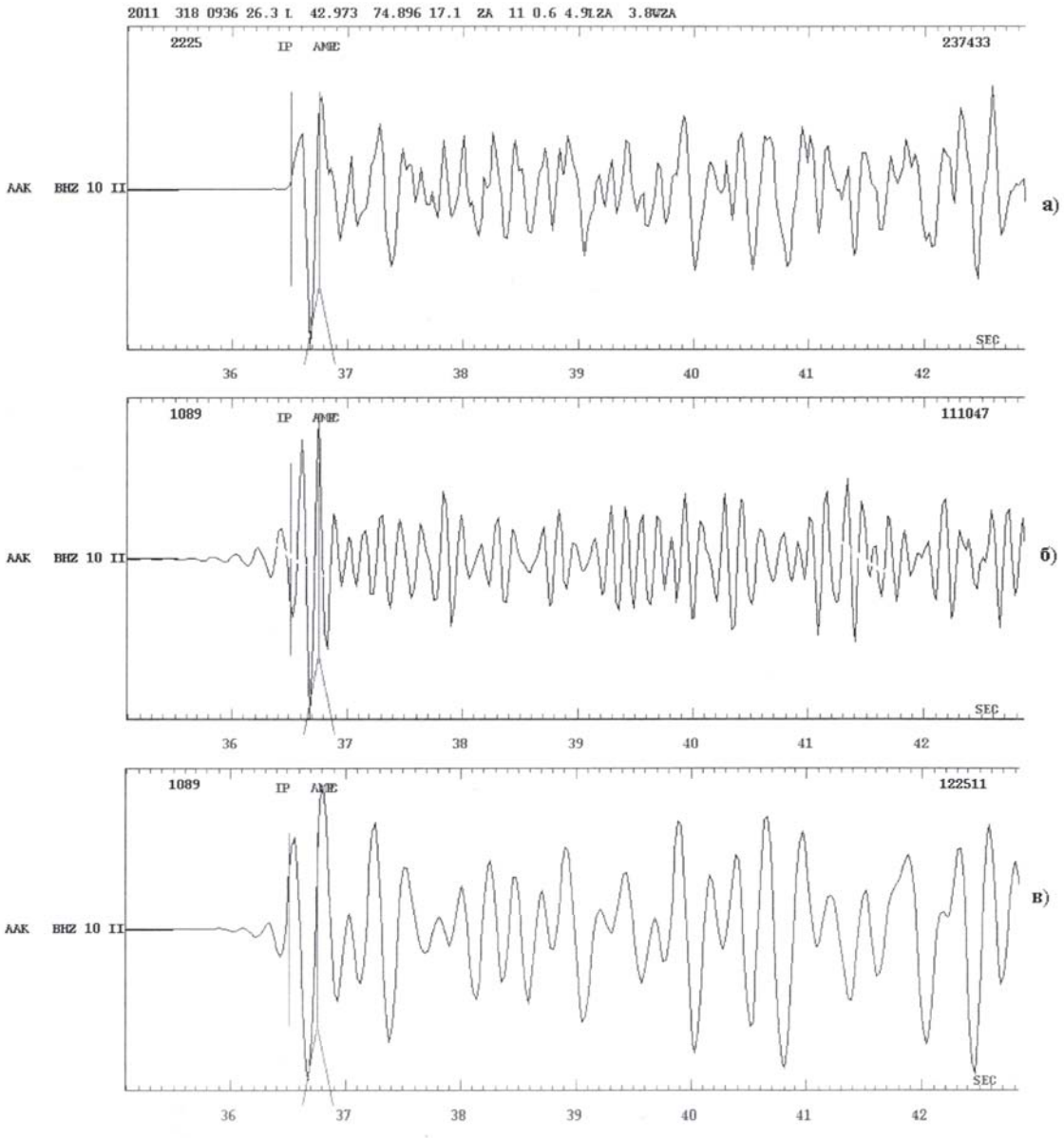


Рис. 2. Пример начальной части записи на сейсмической станции Ала-Арча: а) открытый канал, б) с использованием фильтра. 5-10 гц и в) с использованием фильтра 1-5 гц

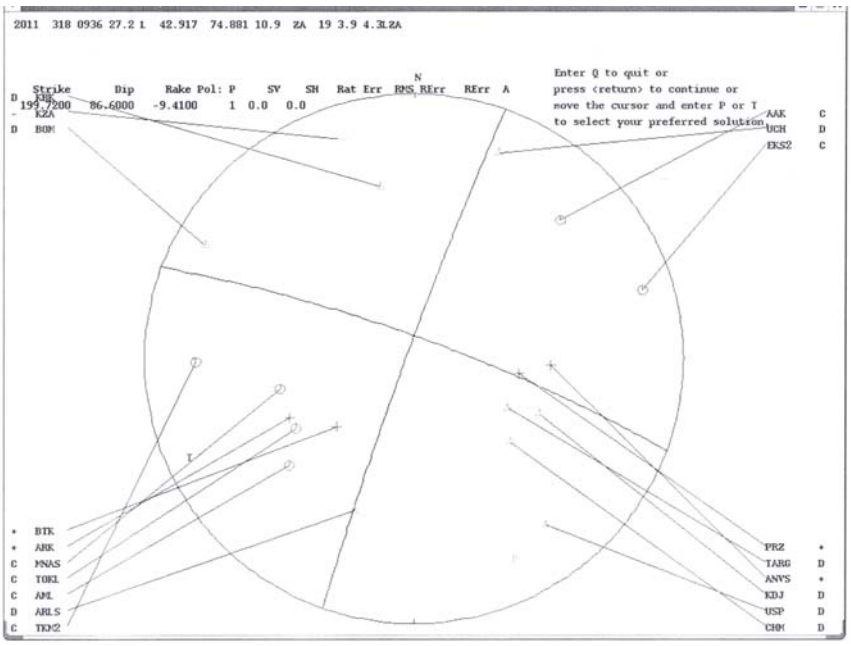


Рис. 3. Механизм очага

Для определения динамических параметров (M_0 – сейсмический момент, σ – сброшенное напряжение) необходимо вычислить спектр смещения в поперечной волне. Вид спектра зависит от длины выбранного отрезка. Выбирая слишком короткий отрезок, мы рискуем пропустить очаговый импульс. Выбирая слишком длинный отрезок, есть риск, включить колебания поверхностных волн, которые могут исказить информацию об очаговом импульсе.

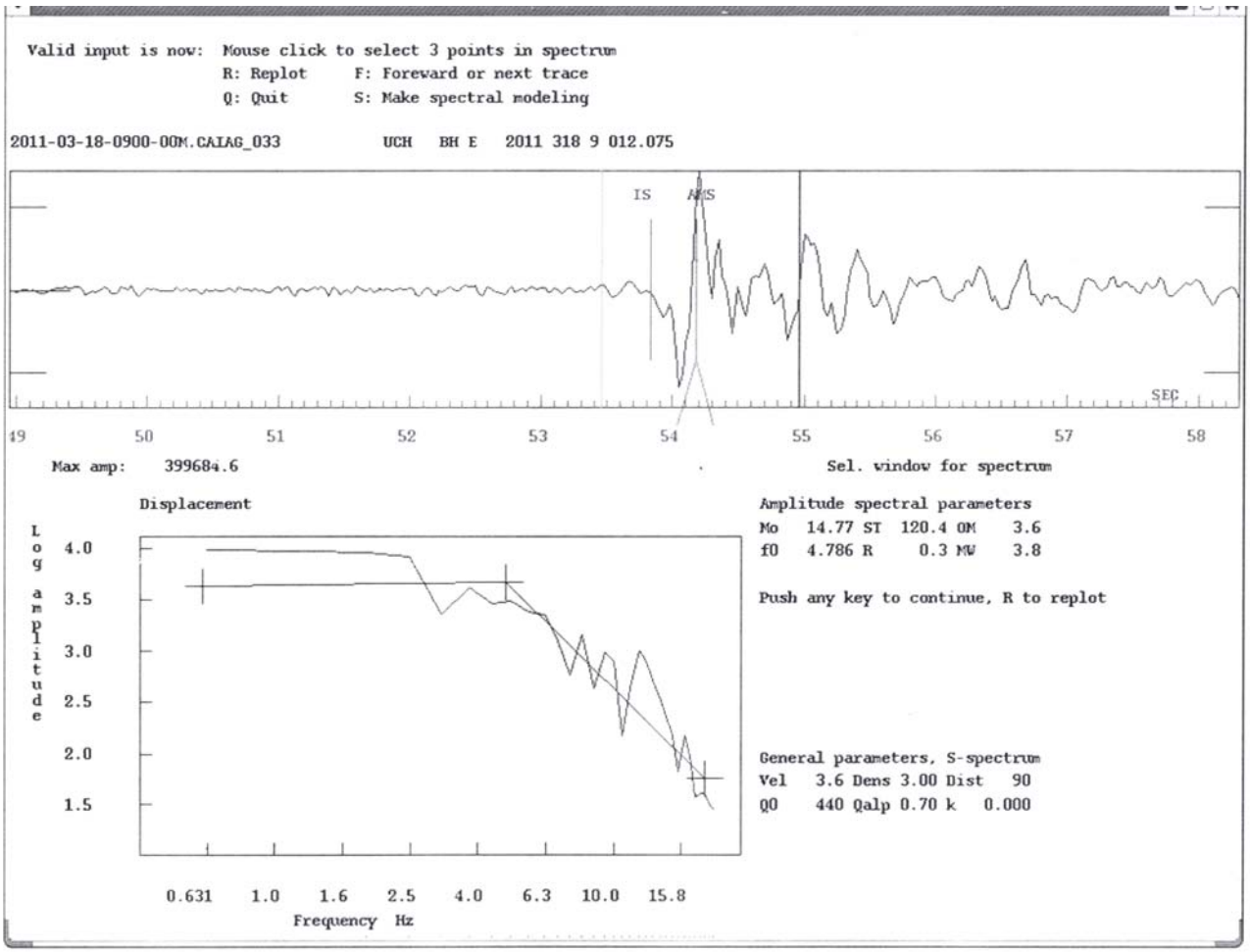


Рис. 4. Пример спектральной кривой на сейсмической станции Алмалы-Ашу

Ознакомившись с разными литературными источниками [Аптекман и др., 1978; Borman, 1999; Lay, Wallace, 1995], было решено выбирать этот отрезок следующим образом. Измеряется длина отрезка от момента вступления поперечной волны до наступления максимальной амплитуды (S_{AMS} − S) сек. Тогда отрезок для расчета спектра выбирается от момента вступления поперечной волны длиной 2*(S_{AMS} − S) сек. Аппроксимация спектральной кривой отрезками прямых осуществлялась в соответствии с рекомендациями в [Пустовитенко, Пантелеева, 1978] высокочастотная часть спектра может иметь разный вид. Если она представлена гладкой кривой с малой крутизной, то аппроксимирующая прямая проводится в области ее вершины, если имеет изрезанный вид, то прямая проводиться как среднее между двумя аппроксимациями и, наконец, если она представлена куполообразной кривой, то прямая проводится на уровне 0.7 от максимума спектральной кривой. (см. рис. 4).

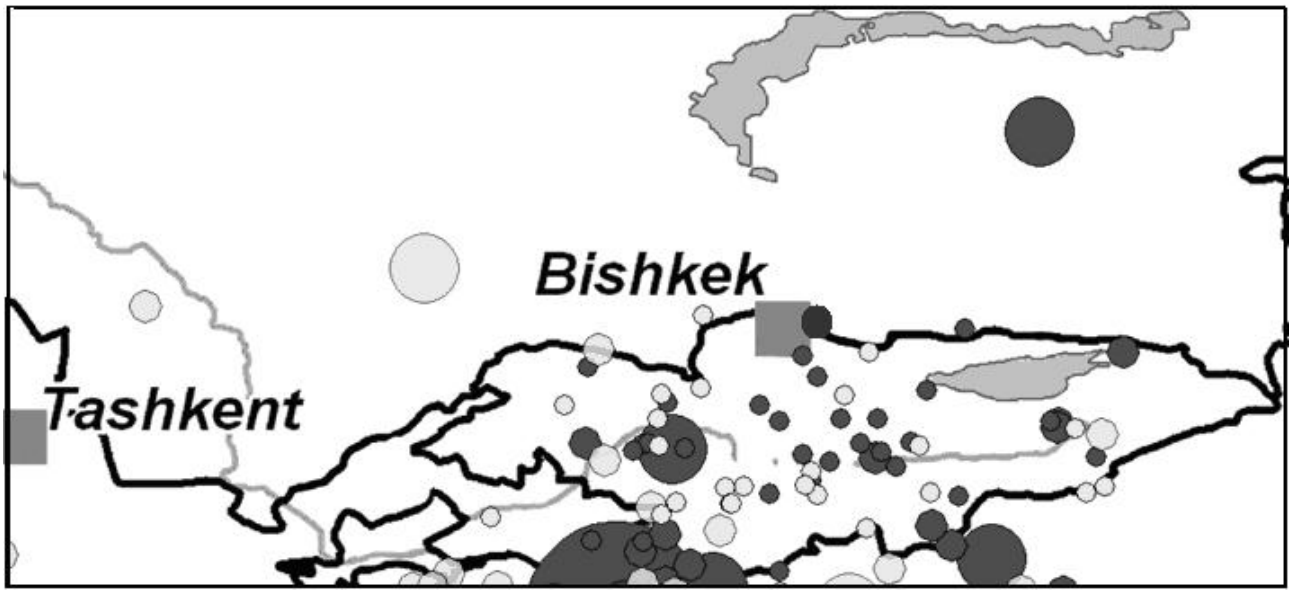


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений за август-декабрь 2010 года (темные кружки) и январь-февраль 2011года (светло-серые кружки) и эпицентр Кантского землетрясения (темный кружок к северо-востоку от Бишкека)

Ожидаемые результаты. В таблице 1 приведены результаты определения динамических параметров и механизма очага Кантского землетрясения 18 марта 2011 года. На рисунке 5 показаны эпицентры землетрясений, которые произошли в течение 7 месяцев до Кантского землетрясения. Видно также, что их эпицентры расположились вдоль двух линий северо-западного простирания. В дальнейшем будут обработаны записи всех этих землетрясений.

Таблица 1

Код станции	угловая частота, **Гц**	логарифм спектральной плотности, **нм*сек**	логарифм сейсмического момента, **Н*м**	сброшенное напряжение, **бар**
UCH	4.79	3.6	14.7	129.0
KBK	5.39	3.6	14.4	81.0
CHM	4.06	3.6	14.1	18.0
EKS2	3.51	2.8	14.0	8.8
AML	3.74	2.7	14.0	11.7
KBK	4.63	4.4	15.2	324.0
KZA	5.39	3.0	14.2	53.7
AAK	1.88	3.7	14.6	5.8
среднее:	4.38	3.5	14.4	101.7

ЛИТЕРАТУРА

Аптекман Ж.Я., Захарова А.Я., Кронрод Т.Л., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров // Вулканология и сейсмология. 1978. № 2.

Пустовитенко Б.Г, Пантелеева Т.А. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. Киев: Наука. 1978.

Borman P. (Editor) International training course on seismology, seismic hazard essessment and risk mitigation // Lecture and exerceise notes. 1999. V. II.

Havskov J. and Ottomoller L. (Editors) SEISAN: The earthquake analysis software. Version 8.2. 2008

Lay Th., Wallace T.C. Modern global seismology. Academic Press. 1995.

Snoke J.A., Munsey J.W.,Teague A.G., Bolinger J.A. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data // Earthquake notes. 1984. Vol. 55. P. 15.

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Ю.В. Габсатаров

Геофизическая Служба РАН, г. Обнинск Калужской обл., yuryg@gsras.ru

ВВЕДЕНИЕ

В современном понимании литосфера – это внешняя, относительно твердая оболочка Земли, состоящая из земной коры и верхней части мантии до астеносферы. Согласно тектонике плит литосфера разделена на стабильные жесткие фрагменты – литосферные плиты, которые двигаются по относительно пластичной астеносфере, и взаимодействуют между собой на границах. Литосферные плиты в первом приближении описываются как твёрдые тела, и их движение подчиняется теореме вращения Эйлера. В настоящее время накопление и анализ больших объемов сейсмологических данных, а также развитие сетей высокоточных геодезических наблюдений позволили выдвинуть гипотезы о существовании в составе стабильных литосферных плит более мелких тектонических блоков, движущихся согласованно с основной плитой, но обладающих также и собственным движением. Ярким примером таких блоков, отсутствующих в общепринятой геологической модели NUVEL-1A, являются микроплиты в Северо-Восточной Азии, расположенные в регионе взаимодействия трех крупнейших тектонических плит: Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской. Именно взаимное перемещение тектонических блоков различного масштаба и их столкновение на границах является основной причиной возникновения деформационных процессов в литосфере. Скорость взаимного движения тектонических блоков может варьироваться от долей миллиметров в год для региональной геодинамики, до нескольких сантиметров в год для крупномасштабной динамики литосферных плит, что обуславливает различную интенсивность деформационных процессов. Наблюдаемые деформационные процессы сосредоточенны в основном, вследствие жесткости тектонических блоков, в достаточно узких деформационных поясах в окрестности границ блоков, которые могут быть дивергентными (деформации растяжения), конвергентными (деформации сжатия) или трасформными (деформации сдвига). Продолжительность деформационных процессов, наблюдаемых в литосфере, варьируется в очень широком диапазоне и может составлять от нескольких десятков секунд до миллионов лет. В общем случае исследование деформационных процессов требует комплексного подхода с использованием геологических, сейсмологических и геодезических данных.

ПРИМЕНЕНИЕ GPS ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ

Одним из способов изучения деформационных процессов в литосфере является изучение деформационной картины на земной поверхности с использованием методов космической геодезии. Полученные геодезические данные могут в дальнейшем быть использованы для исследования механизмов, отвечающих за возникновение деформационных процессов. В настоящий момент наиболее распространенным методом космической геодезии является использование технологии GPS-наблюдений. Начиная с 90-х годов XX века, сеть станций GPS наблюдений непрерывно развивалась, и к настоящему моменту покрывает весь земной шар, достигая максимальной плотности в наиболее сейсмически и тектонически активных регионах. Такое активное развитие и широкое распространение сети обусловлено относительной дешевизной аппаратуры для приема сигналов GPS, всепогодностью, автономностью и относительной простотой осуществления наблюдений. Принцип осуществления GPS-наблюдений состоит в применении высокоточного фазового метода измерения дальности для измерения расстояния от приемника до активного спутника, излучающего сигнал особой формы. Одновременный прием сигналов от 4 и более спутников на нескольких пунктах GPS наблюдений позволяет получить высокоточные (с точностью 1-2 мм) оценки взаимных расстояний между этими пунктами за счет внесения поправок на задержку прохождения сигнала через ионосферу и тропосферу и уход часов [Стеблов, 2004]. В 90-х годах XX века на основе комплексных данных, полученных различными методами космической геодезии, была создана система относимости ITRF, образованная пунктами земной поверхности, координаты и скорости которых увязаны таким образом, что вся система вращается вместе с земной поверхностью. Высокая точность измерения расстояний между точками земной поверхности и рассмотрение этих геодезических

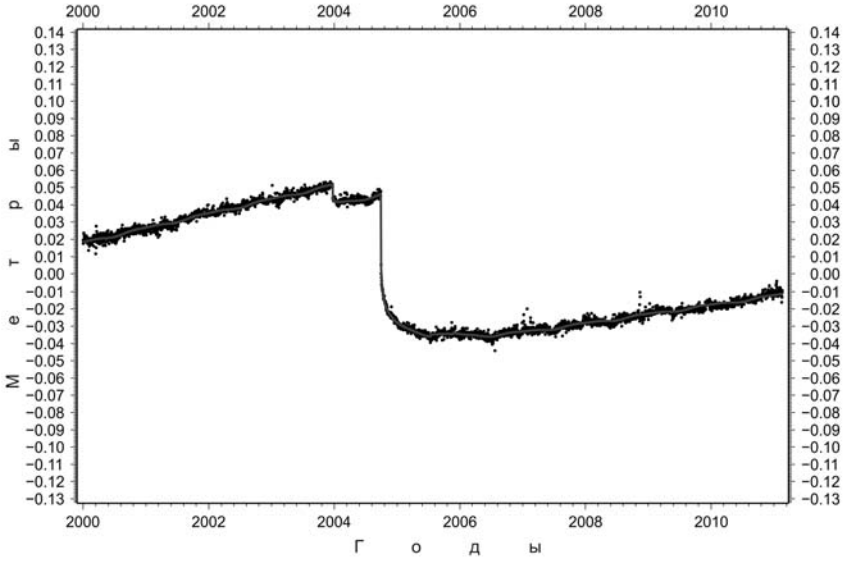


Рис. 1. Сопоставление одной из компонент наблюдаемого смещения станции в системе относимости ITRF и полученной регрессионной модели. Точками обозначены измеренные смещения, сплошная линия – модельное смещение

данных в системе относимости ITRF обуславливает применимость технологии GPS для исследования деформационных процессов в литосфере. На практике на станциях GPS наблюдений формируются 24-часовые сессии фазовых отсчетов, затем с помощью пакетов постобработки данных полученные измерения обрабатываются для получения поправок к априорным координатам станций. Полученные высокоточные ежесуточные оценки положений станций сети комбинируются в продолжительные временные ряды, отражающие движения станций, как вследствие тектонических движений, так и вследствие деформационных процессов. В настоящей работе обработка первичных GPS измерений осуществлялась с использованием программного пакета GAMIT/GLOBK разработки Массачусетского Технологического Института.

РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Временные ряды изменения положений станций, расположенных в деформационных поясах вблизи границ литосферных плит являются сложным объектом для изучения, так как содержат, в общем случае, как линейный тренд перемещения станции и периодическую компоненту, связанную с технологией GPS, так и мгновенные скачкообразные изменения положения станций вследствие сейсмических событий и возможные последующие постсейсмические эффекты. В настоящей работе для выделения отдельных компонентов, характеризующих различные процессы, используется регрессионный анализ временных рядов. Моделирование каждой из компонент положения станции производится независимо, так как корреляция между компонентами крайне мала. В общем случае движение наземного пункта может быть представлено в виде:

$$y(t_i) = a + bt_i + c\sin(2\pi t_i) + d\cos(2\pi t_i) + e\sin(4\pi t_i) + f\cos(4\pi t_i) + \sum_{j=1}^{n_g} g_j H(t_i - T_{gj}) +$$

$$+ \sum_{j=1}^{n_h} h_j H(t_i - T_{hj}) + \sum_{j=1}^{n_k} k_j H(t_i - T_{kj})t_i + \sum_{j=1}^{n_l} l_j \log((t_i - T_{lj})/m_j) H(T_{lendj} - t_i) + \quad (1)$$

$$+ \sum_{j=1}^{n_p} p_j \exp(-(t_i - T_{pj})/r_j) H(t_i - T_{pj}) + e_i,$$

где H – ступенчатая функция Хевисайда, t_i, $i = 1..N$ - моменты времени, в которые было измерено положение станции, a - координата станции, b - линейная скорость перемещения станции, c и d описывают годовую периодическую компоненту, e и f - полугодовую. Сумма $\sum_{j=1}^{n_g} g_j H(t_i - T_{gj})$ описывает возможные мгновенные изменения положения станции в моменты T_{gj} вследствие смены GPS антенны или других факторов, не связанных с деформацией земной поверхности. Сумма

$\sum_{j=1}^{n_h} h_j H\left(t_i - T_{hj}\right)$ описывает мгновенные смещения вследствие произошедших в моменты T_{hj} сейсмических событий. Сумма $\sum_{j=1}^{n_k} k_j H\left(t_i - T_{kj}\right)_i$ отвечает за возможные изменения линейного тренда движения станции, произошедшие после сейсмических событий T_{kj} вследствие изменения напряженно-деформированного состояния среды. Сумма $\sum_{j=1}^{n_l} l_j \log\left(\left(t_i - T_{lj}\right)/ m_j\right) H\left(T_{lendj} - t_i\right)$ описывает возможное действие упругого фрикционного развития разломной зоны [Marone, 1991]. Сумма $\sum_{j=1}^{n_p} p_j \exp\left(-\left(t_i - T_{pj}\right)/ r_j\right) H\left(t_i - T_{pj}\right)$ характеризует эффект, вызванный процессом вязкоупругой релаксации в верхней мантии и астеносфере [Pollitz, 1997]. Ошибки измерений e_i предполагаются независимыми и одинаково распределенными случайными величинами с $Me = 0$ и известной корреляционной матрицей C. В случае известных времен сейсмических и несейсмических смещений, а так же времен начала и окончания действия постсейсмических процессов, вышеописанная модель является линейной относительно искомых коэффициентов:

$$x = \left[a \quad b \quad c \quad d \quad e \quad f \quad \bar{g} \quad \bar{h} \quad \bar{k} \quad \bar{l} \quad \bar{m} \quad \bar{p} \quad \bar{r}\right]^T. \tag{2}$$

Тогда модель наблюдений может быть представлена в виде системы линейных уравнений:

$$y = Ax + e. \tag{3}$$

Таким образом, наилучшая несмещенная линейная оценка параметров $\hat{x}$, полученная по методу наименьших квадратов, будет иметь вид:

$$\hat{x} = \left(A^T C^{-1} A\right)^{-1} A^T C^{-1} y. \tag{4}$$

В предложенной регрессионной модели (1) выделяется четыре основных подгруппы параметров, каждая из которых отвечает за моделирование связанных между собой реальных физических процессов, вызывающих изменения положения станции.

К первой подгруппе относятся параметры, отвечающие за моделирование движения станции с некоторой постоянной скоростью. Движение станции с постоянной скоростью, в общем случае, может быть вызвано как перемещением станции в составе жесткого тектонического блока, так и деформированием земной поверхности вследствие близости к границе взаимодействия литосферных плит. Как уже было сказано выше, движение литосферных плит подчиняется теореме Эйлера, и движение любой точки плиты может быть описано с помощью вектора Эйлера, прямая оценка которого возможна по данным GPS [Kogan, 2008]. Таким образом, выделение деформационной составляющей линейного тренда осуществляется путем вычитания из суммарного линейного тренда смоделированного перемещения станции, связанного с движением плиты. Изменение степени сомкнутости границы раздела двух литосферных плит вследствие произошедшего крупного сейсмического события может привести к изменению напряженно-деформированного состояния примыкающей к очагу пограничной зоны. Для моделирования этого явления в регрессионной модели оценивается изменение деформационной составляющей движения станции после произошедших событий.

Ко второй подгруппе относятся параметры, отвечающие за моделирование периодической компоненты движения станции, связанной с технологией GPS. Периодическая компонента с годовым и полугодовым периодом отражает наличие сезонных вариаций, связанных в свою очередь, с различными природными явлениями. Современные пакеты обработки данных GPS-наблюдений позволяют моделировать многие периодические процессы, такие как сезонные колебания положения полюсов, приливные явления в океанах, атмосфере и твердой Земле, вызванные гравитационным воздействием Солнца и Луны. Учет вышеописанных процессов сезонного перераспределения масс позволяет значительно понизить амплитуды наблюдаемых периодических вариаций положения станции, однако задача моделирования периодической компоненты все еще остается актуальной вследствие наличия немоделируемых процессов. В качестве примера подобных процессов можно

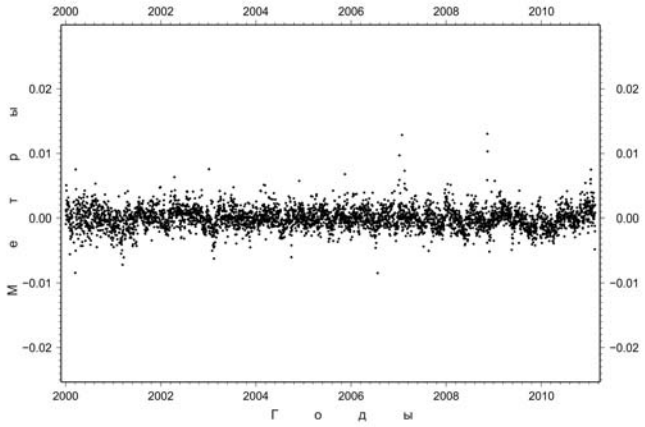


Рис. 2. Остаточное смещение станции, полученное путем вычитания из наблюдаемых смещений полученной модели

привести выпадение и таяние снежного покрова, изменение физических свойств антенны и подстилающего грунта при различных температурах и ряд других [Nikolaidis, 2002].

Третья подгруппа содержит параметры, отвечающие за моделирование возможных мгновенных скачкообразных изменений положения станции вследствие смены оборудования или программного обеспечения. Эти смещения не отражают действительных деформаций земной поверхности, поэтому должны быть смоделированы и удалены из временного ряда.

Четвертая подгруппа содержит параметры, отвечающие за моделирование смещения станции, вызванного деформированием земной поверхности вследствие сейсмических событий. В общем случае, во временном ряде изменения положения станции, расположенной в окрестности очага крупного землетрясения, могут наблюдаться как мгновенные скачкообразные смещения в момент самого сейсмического события, так и комплексные постсейсмические эффекты. Сложность моделирования отклика земной поверхности на сейсмическое событие состоит в том, что наблюдаемое геодезическими методами смещение обусловлено совместным действием нескольких неразделимых деформационных процессов. В общем случае, наличие сейсмических скачков и постсейсмических эффектов зависит от ряда параметров, таких как параметры очага сейсмического события (механизм, глубина, ориентация плоскости разрыва, скалярный сейсмический момент), а также геологических и тектонических особенностей строения региона.

Как уже было сказано выше, для нахождения оцениваемых параметров регрессионной модели, необходимо предварительно определить времена сейсмических скачков и временные интервалы действия постсейсмических процессов. Для автоматизации нахождения времен сейсмических скачков был использован алгоритм, в котором критерием для включения в модель скачка от сейсмического события является превышение над заданным минимумом (смещение в 1 мм) значения поверхностной косейсмической деформации в точке нахождения станции, рассчитанной по модели дислокации в однородном упругом изотропном полупространстве [Okada, 1985]. Параметры сейсмических событий были взяты из международного каталога Global CMT.

Продолжительность наблюдаемых постсейсмических эффектов зависит от физических процессов, обуславливающих эти смещения, и может варьироваться от нескольких дней до десятков лет после сейсмического события. В качестве возможных механизмов, вызывающих постсейсмические деформации, в предложенной регрессионной модели рассматриваются упругое фрикционное развитие разломной зоны [Marone, 1991] и вязкоупругая релаксация в верхней мантии и астеносфере [Pollitz, 1997]. Продолжительность действия постсейсмических эффектов определяется путем выбора из ограниченного по физическим соображениям диапазона времен, для которого достигается минимум невязки между модельными и наблюдаемыми смещениями.

Найденная оценка параметров $\hat{x}$ позволяет построить модельную кривую, позволяющую определить положение станции в любой момент времени. Разность между моделью и наблюдаемыми смещениями может быть в дальнейшем использована для очистки исходного временного ряда от единичных выбросов, вызванных ошибками в определении положения станции, и оценки амплитуды шума. Очищенные исходные данные затем используются в очередной итерации моделирования для получения окончательной оценки параметров $\hat{x}$.

Вышеописанная методология регрессионного анализа временных рядов реализована автором в виде программного пакета, который позволяет производить все этапы моделирования для групп станций, выбранных по географическому или другому признаку.

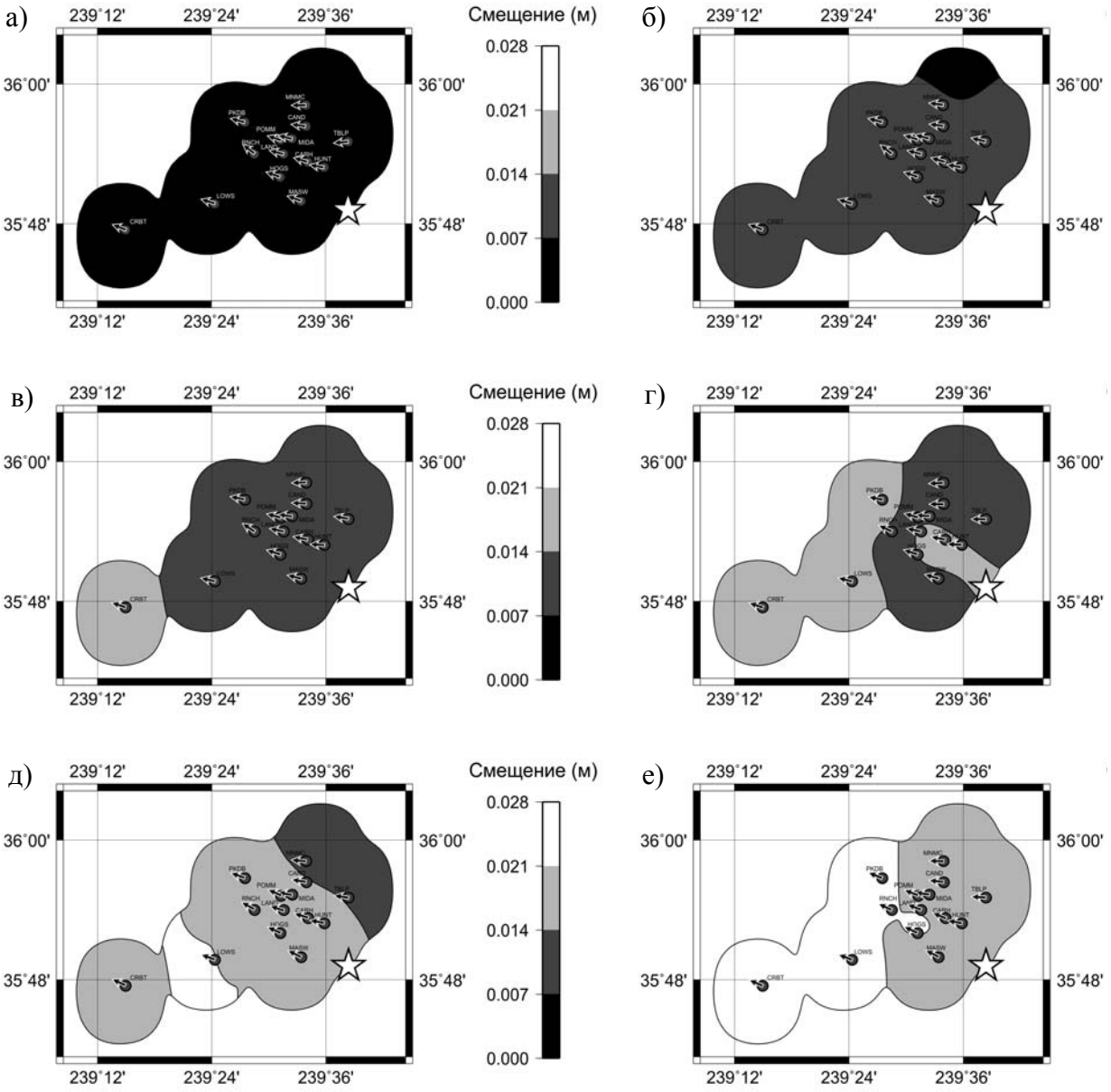


Рис. 3. Вариации поля осредненных накопленных смещений земной поверхности в окрестности очага будущего землетрясения Ландерс (отмечен звездой). Регистрация накопленных поверхностных смещений начата за шесть месяцев до сейсмического события. Приведены распределения смещений: а) за пять месяцев до сейсмического события, б) за четыре месяца до сейсмического события, в) за три месяца до сейсмического события, г) за два месяца до сейсмического события; начало распространения области максимальных смещений в окрестность очага будущего землетрясения, д) за один месяц до сейсмического события, е) непосредственно перед землетрясением

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Применение регрессионного анализа к данным группы достаточно близко расположенных станций позволяет построить распределение деформаций на земной поверхности в исследуемом регионе. Возможность рассмотрения модели смещения станций, обусловленного действием только выбранных физических процессов, позволяет использовать полученное смоделированное поле деформаций для уточнения параметров выбранной физической модели, описывающей эти смещения.

Вышеописанная методология была использована в настоящей работе для исследования процесса накопления поверхностных смещений в области подготовки землетрясения Ландерс 28 сентября 2004 года $M_W = 6.0$ (по данным каталога Global CMT). В качестве исходных данных были рассмотрены временные ряды 14 станций, расположенных в радиусе 50 км от очага землетрясения. Параметры регрессионной модели были оценены по данным наблюдений за период с 01.01.2000 по 01.01.2001. В

результате для каждой станции был получен очищенный деформационный тренд. Для исследования смещений поверхности перед иследуемым сейсмическим событием был рассмотрен временной интервал продожительностью 6 месяцев, при этом оценка накопленых смещений производилась ежемесячно. Результирующие поля накопленных поверхностных смещений показаны на рис.°3,°a–e (более светлые области отражают большие смещения, более темные - меньшие). Как видно из рисунков, накопление смещений в области подготовки землетрясения Ландерс происходит неравномерно, причем, первые три месяца в окрестности очага будущего землетрясения сосредоточена область наменьших смещений, однако в последующие три месяца происходит распространение области максимальных смещений в направлении будущего очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная методология регрессионного анализа временных рядов изменения положения станций GPS дает возможность прямой оценки деформационного тренда движения станции, косейсмических смещений и постсейсмических эффектов, что, в свою очередь, позволяет применять данные GPS-наблюдений для исследования деформационных процессов. Высокая точность полученных оценок параметров модели позволяет исследовать вариации поля смещений на земной поверхности и выявить возможные аномалии.

Одним из важнейших направлений развития данного исследования является решение задачи определения деформационной составляющей в скоростях станций, расположенных в пограничных поясах литосферных плит, в тех случаях, когда прямое моделирование этой составляющей невозможно. Это особенно актуально для решения задачи выявления микроплит, поскольку станции GPS-наблюдений, данные которых могут быть использованы для нахождения параметров вращения исследуемой микроплиты, в подавляющем большинстве случаев, расположены в ее деформируемой пограничной области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Стеблов Г. М. Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии // Диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. Москва, 2004.

Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995-2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. P.B04416, doi:10.1029/2007JB005353.

Marone C. J., Scholtz C. H., Bilham R. On the Mechanics of Earthquake Afterslip // Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets. May 10. 1991. Vol. 96, Issue B5. P. 8441-8452.

Nikolaidis R. Observation of Geodetic and Seismic Deformation with the Global Positioning System, Ph.D. Thesis. University of California. San Diego, 2002.

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half_space // Bull. of Seism. Soc. Amer. 1985. Vol. 75. P. 1135–1154.

Pollitz F. F. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 17921-17941.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ОБРУШЕНИЙ НА РУДНИКАХ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

В.И. Герман

ГОУ ВПО «Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева» (СибГАУ), Красноярск; ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья» (ГПКК «КНИИГиМС»), г. Красноярск germanv@rambler.ru

ВВЕДЕНИЕ

Проблема возникновения негативных форм проявления горного давления (обрушения, горные удары, потеря устойчивости, процессы сдвижения породных массивов и т.д.) имеется на большинстве рудников. В последние десятилетия для прогноза и минимизации ущерба, причиняемого данными явлениями, все шире применяют метод сейсмического мониторинга. Он основан на том, что при возникновении новых разрушений излучаются упругие волны. Их регистрация позволяет в режиме близком к реальному времени получать информацию о месте и времени возникновения разрушений / сейсмических событий, а также оценивать их масштаб и ряд других характеристик. При этом важно не только оперативно и качественно обработать регистрируемую информацию, но и провести ее детальный анализ, позволяющий оценить текущее состояние горного массива и спрогнозировать его поведение в будущем. Такой анализ позволяет обеспечить безопасные условия отработки рудных залежей, путем принятия правильных и своевременных решений по управлению горным давлением (в том числе и погашению отработанных участков для повышения устойчивости подземных обнажений).

Большинство работ по анализу индуцированной горными работами сейсмичности направлено на решение проблемы прогноза и предотвращения горных ударов [Маловичко, 2000; Сейсмичность…, 2002; Техногенная…, 2004; Рассказов, 2008 и др.] и лишь небольшое число работ посвящено прогнозу внезапных обрушений, подготовка которых имеет ряд особенностей.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Для прогноза негативных проявлений горного давления на рудниках необходимо определиться с механизмом их возникновения.

В качестве базовой модели разрушения горных пород рассматривается многостадийная модель разрушения твердых тел [Дамаскинская и др., 1994]. Согласно ней каждое разрушение / дефект / трещина J ранга / масштаба готовится более мелкими дефектами $J-1$ ранга (см. рис. 1). На первом этапе идет случайное квазиравномерное накопление разрушений $J-1$ ранга. Затем вследствие неоднородности среды и локальных перегрузок формируются области, где концентрация таких разрушений становится высокой и где создаются условия для взаимодействия и объединения дефектов. На заключительном этапе при достижении концентрации дефектов $J-1$ ранга в данной области критического порогового уровня в ней образуется разрушение J ранга. Далее аналогичным образом из дефектов J ранга формируются разрушения $J+1$ ранга и т.д.

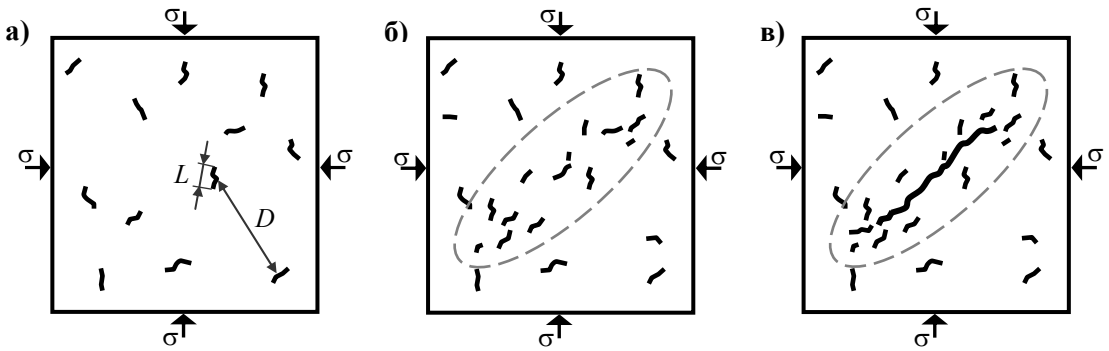


Рис. 1. Схема многостадийной модели разрушения твердых тел: **а)** некоррелированное накопление дефектов / трещин $J-1$ ранга, **б)** концентрация дефектов $J-1$ ранга, **в)** образование дефекта следующего J ранга

В результате лабораторных экспериментов на различных материалах был установлен концентрационный критерий разрушения твердых тел, определяющий условия возникновения дефекта следующего масштабного уровня / ранга. Он возникает при условии, если концентрационный параметр

$$k = \frac{D_{av}}{L_{av}} = \frac{(V/N)^{1/3}}{\sum L_i / N},$$

являющийся отношением оценки среднего расстояния между дефектами D_{av} к их среднему размеру L_{av} (V – рассматриваемый объем, содержащий N трещин размером L_i), примет значение меньшее критической пороговой величины κ_* [Журков и др, 1980]. Теоретическое значение $\kappa_* \approx 3$, но в реальных условиях для разрушений в массиве горных пород $\kappa_* \approx 5...10$ [Герман, Мансуров, 2002].

В соответствии с многостадийной моделью разрушения твердых тел, сформулированной на основе данных лабораторных экспериментов, существует единый физический механизм развития разрушения, что говорит о самоподобии разрушения на разных масштабных уровнях. В пользу самоподобия разрушения горных пород на разных масштабных уровнях свидетельствует то, что в сейсмологии также хорошо известна и нашла широкое применение подобная модель. Она получила название модель лавинообразного накопления трещиноватости [Мячкин и др., 1975]. Кроме того, концентрационный критерий успешно применялся на различных масштабных уровнях: при среднесрочном прогнозе землетрясений [Соболев, Завьялов, 1980] (в частности как один из основных параметров в алгоритме построения карт ожидаемых землетрясений [Соболев и др., 1990]), при прогнозе горных ударов на Кировском руднике ПО «Апатит», известно о положительных результатах его применения для данных со СКРУ-2 (Западный Урал), Североуральского бокситового рудника и Таштаголького рудника [Завьялов, 2006].

Концепция самоподобия процесса разрушения горных пород на разных масштабных уровнях позволяет использовать результаты, полученные в сейсмологии при лабораторных испытаниях, прогнозировать свойства сильной сейсмичности, на основе изучения закономерностей возникновения слабых сейсмических событий, информации о которых значительно больше.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ОБРУШЕНИЙ НА РУДНИКАХ (НА ПРИМЕРЕ ЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Традиционным подходом к оценке опасности по данным сейсмического мониторинга является рассмотрение в качестве основных признаков возникновения опасной ситуации: значительное повышение сейсмической активности на локальном участке и/ или регистрация единичных событий с мощным энерговыделением. Он применялся в качестве основного для оценки текущей ситуации на медных рудниках Жезказганского месторождения [Методические …, 1999], на рудниках Норильска [Мулев и др., 2011] , шахтах ОАО «Воркутауголь» [Беляева и др., 2009], рудника Дальнего Востока [Рассказов, 2008; Рассказов и др., 2008] и др.

Так в частности на рудниках Жезказганского месторождения (ЖМ), где остро стоит проблема возникновения «внезапных» обрушений [Мансуров, Герман, 2007], в том числе с выходом на дневную поверхность, значительная активизация слабой сейсмичности рассматривалась как признак для отнесения выемочных единиц к ослабленным, а регистрация на рассматриваемом участке сейсмических событий с энерговыделением большим 10^4 Дж служило поводом для его отнесения к неустойчивым или к зоне интенсивных сдвижений [Методические …, 1999].

Основными причинами возникновения крупных обрушений на ЖМ являются: накопление колоссального объема пустот (более 180 млн. м^3), наличие большого числа перекрытий отработанных залежей и массовое ведение повторной отработки, обусловленное переходом на этап доработки месторождения.

Дополнительно для локального прогноза обрушений на ЖМ были попытки применения подхода, основанного на анализе активности процесса разрушения, развиваемого в ФТИ им. А.Ф. Иоффе РАН [Куксенко и др., 1987]. Он достаточно успешно применялся ранее на СУБРе [Tomilin, Voinov, 1995; Mansurov, 2001] для прогноза горных ударов. Критерием перехода рассматриваемого участка массива в опасное состояние (перехода процесса разрушения на следующий масштабный уровень) считалось уменьшение со временем средних значений временных интервалов между хронологически последовательными сейсмическими событиями в нем с одновременным увеличением их коэффициента вариации (отношения среднего квадратического отклонения к среднему значению).

Апробация данного подхода на ЖМ показала свою полезность для прогнозирования такого класса динамических явлений как обрушения [Mansurov, 2002]. Однако время его наступления не могло быть оценено с большой степенью достоверности, что связано с большой скоростью протекания последней стадии, а также с недостаточной чувствительностью системы мониторинга, не позволяющей регистрировать достаточное число предваряющих обрушение слабоэнергетических событий.

В связи со скоротечностью обрушений на ЖМ особое значение приобретает анализ пространственного и энергетического/масштабного распределений зарегистрированных событий, а также их изменения со временем. Применение концентрационного критерия разрушения твердых тел [Журков и др., 1980] позволяет проводить такой анализ.

В настоящее время основным методом выделения опасных зон на основе данных сейсмического мониторинга на рудниках ЖМ является модифицированный концентрационный критерий разрушения твердых тел [Герман, 2002; Герман, Мансуров, 2002; Мансуров, Герман, 2007]. При этом для оценки концентрации дефектов использовался не концентрационный параметр *k*, а параметр сближения сейсмических событий κ, который рассчитывается для каждой пары сейсмических событий с индексами *i* и *j* без применения процедуры осреднения, он характеризует возможность взаимодействия событий с индексами *i* и *j*:

$$\kappa_{ij} = \frac{d_{ij}}{(L_i + L_j)/2},$$

где d_{ij} – расстояние между гипоцентрами/эпицентрами событиями, а L_i и L_j – размеры соответствующих им дефектов.

Условие возникновения опасной ситуации $\kappa_{ij} < \kappa_*$ можно записать в виде

$$\kappa_{ij} = \frac{d_{ij}}{(L_i + L_j)/2} < \kappa_* \text{ или } d_{ij} < (\kappa_* L_i + \kappa_* L_j)/2.$$

В рамках данного подхода взаимодействие двух дефектов возможно, если пересекаются области их влияния, имеющие радиус $\kappa_* L/2$. Чем крупнее дефект, соответствующий событию, тем больше размер этой зоны. Цепочки из данных зон образуют опасные области, где можно ожидать возникновения обрушения (см. рис. 2).

Данная модификация концентрационного критерия разрушения твердых тел хорошо согласуется с представлениями механики разрушения. Типичной формулой для напряжений вокруг трещины размером L, на расстоянии r является:

$$\sigma = \frac{K}{\sqrt{2\pi\ r}} f_\theta(\theta)$$

[Партон, 1990, с. 79], где $f_\theta(\theta)$ – функция распределения напряжений по угловой координате, а коэффициент интенсивности *K* обычно представляется в виде $K = \sigma_e \sqrt{\pi\ LY}$, где Y – "*K*-тарировка",

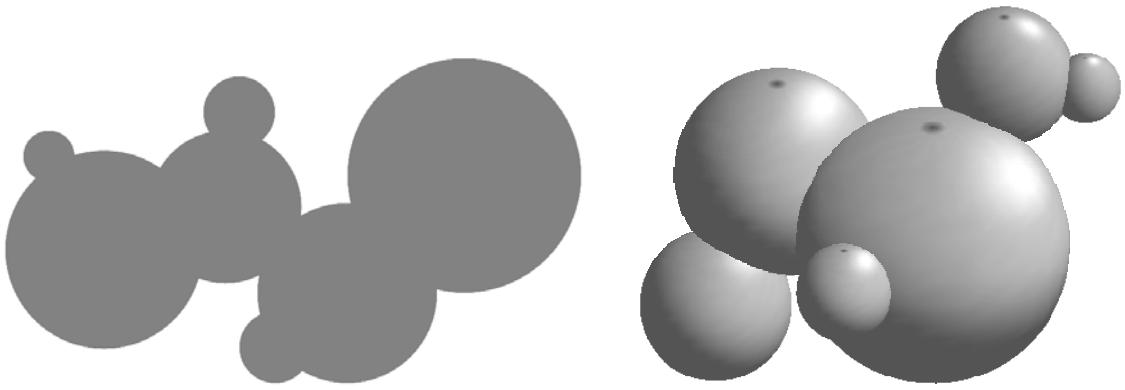


Рис. 2. Цепочки из зон влияния событий, образующие потенциально опасные области: **а)** на плоскости (если нет данных о глубине), **б)** в пространстве

σ_e – внешнее напряжение, действующее на трещину [Партон, 1990, с. 102; Das , Scholz, 1981], тогда выражение для напряжений приобретает вид:

$$\sigma = \sqrt{\frac{L}{r}} \frac{\sigma_e Y f_\theta(\theta)}{\sqrt{2}},$$

откуда

$$r = \frac{(\sigma_e Y f_\theta(\theta))^2}{2\sigma^2} L = \kappa'(\sigma, \theta, \sigma_e) L / 2.$$

Таким образом, если в последнем выражении пренебречь зависимостью от угловой координаты (заменить $f_\theta(\theta)$ на константу – ориентация дефектов в массиве горных пород, как правило, не известна), то получится, что радиус опасной зоны вокруг трещины – зоны повышенных напряжений задается таким же образом как радиус зоны влияния события в модифицированном концентрационном критерии, т.е. критическому значению концентрационного параметра можно поставить в соответствие критическое значение напряжения (критерии разрушения с критическими напряжениями также имеют широкое распространение в инженерной практике). Большие значения напряжений соответствуют малым значениям параметра сближения событий. Интересным результатом также является то, что в соответствии с выражением для κ' критическое значение параметра сближения событий / концентрационного параметра будет возрастать при увеличении действующих в массиве напряжений.

При оценке сейсмической опасности на ЖМ цепочки зон вокруг событий с радиусом $\kappa_* L/2$ рассматриваются как наиболее опасные. Для условий ЖМ было установлено, что области, выделенные для $\kappa_* = 8$ относятся к потенциально опасным, а для $\kappa_* = 5$ – к критическим (неустойчивым) или уже обрушенным. Таким образом, для массива ЖМ, представленного перемежающимися слоями серых песчаников и красноцветных пород (алевролитов, аргиллитов) значение параметра сближения, при котором происходят обрушения подработанной толщи пород с линейными размерами в десятки и сотни метров, равно $\kappa_* \approx 5...8$.

При необходимости разделения процессов разрушения на различных горизонтах применяется соответствующая фильтрация событий. Как правило, для анализа используются данные, зарегистрированные за последние два года. Еще одной особенностью оценки сейсмической опасности является то, что события, имеющие энерговыделение $E > E_{\max}$, при расчете их размера L рассматриваются как события с $E = E_{\max}$, это позволяет избежать излишнего увеличения зоны влияния такого сильного сейсмического события. Как правило, $E_{\max} \approx 100E_{\min}…1000E_{\min}$ [Герман, Мансуров, 2002].

Для применения концентрационного критерия разрушения также важно то, что каждое сильное событие готовят события, энерговыделение которых до трех десятичных порядков меньше [Герман, Мансуров, 2002], т.е. для прогноза событий с энерговыделением E сейсмическая сеть должна уверено регистрировать события с энерговыделением $E/1000$. Кроме того, анализ выражения для вычисления κ показывает, что для его определения с ошибкой, не превышающей 50%, сейсмическая сеть должна позволять:

- находить координаты гипоцентров событий с ошибкой, не превышающей двух линейных размеров дефекта, соответствующего событию (порядка 10 метров для слабых событий),
- достаточно точно определять энерговыделение сейсмического события, используемое для расчета линейного размера дефекта, с ошибкой, не превышающей 300% (0.5 десятичного порядка по энерговыделению).

К сожалению, установленные системы мониторинга не всегда позволяют регистрировать события с необходимой точностью, что в ряде случаев может значительно снижать эффективность описанной процедуры прогноза. Решить эту проблему предполагается расширением установленной системы мониторинга, с увеличением плотности сети датчиков.

Первые попытки применения модифицированного концентрационного критерия для реального прогноза на ЖМ были предприняты в 2005 г. Несмотря на то, что на тот момент были доступны только данные о сейсмичности, полученные результаты были успешными – удалось спрогнозировать крупное разрушение [Мансуров, Герман, 2007]. С сентября 2007 г. на ЖМ данный критерий был внедрен в качестве основного. За это время были спрогнозированы все основные обрушения. Первый прогноз опасности возникновения делается, как правило, за месяц до реализации обрушения.

Дополнительными важными предвестниками готовящегося крупного обрушения являются «сейсмические бреши» первого и второго рода (области со слабой сейсмической активностью), а также миграция сейсмичности [Моги, 1988].

Сейсмической брешью первого рода является практически незатронутая сейсмичностью область, находящаяся в окружении областей, где в недавнем прошлом наблюдались сильные сейсмические события и происходили разрушения и обрушения. При этом она является своеобразным барьером между ними, как правило, находящимся под действием повышенной нагрузки. Ее обрушение может привести к возникновению в ней сильного события с объединением прилегающих обрушенных областей.

Перераспределение напряжений, вызванное возникновением обрушения, может также послужить причиной возникновения миграции сейсмичности с последовательным обрушением соответствующих областей. Установления таких трендов в развитии процесса разрушения может позволить прогнозировать место будущего обрушения.

Сейсмической бреши второго рода соответствует область, где наблюдается временной затишье сейсмической активности, необходимое для аккумулирования энергии для ее окончательного разрушения. Часто вокруг данных областей одновременно наблюдается активизация сейсмичности с формированием так называемых кольцевых форм сейсмичности, которые очерчивают контур готовящегося обрушения.

Дополнительное повышение эффективности прогноза достигается при сопоставлении данных сейсмического мониторинга и их анализа с актами о визуальных обследованиях подземных выработок, с их геомеханическими планами, результатами дополнительного геомеханического анализа (прежде всего с расчетами коэффициента запаса прочности целиков), а также с геодезическими измерениями оседаний вдоль профильных линий на дневной поверхности.

ПРИМЕР ПРОГНОЗА ОБРУШЕНИЯ НА ЖЕЗКАЗГАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Рассмотрим пример прогноза одного из обрушений, охватившего панели Ю-4, Ю-2 и 5а (см. рис. 3, 4). Его наиболее активная фаза, сопровождающаяся высокой сейсмической активностью, пришлась на 17-18 ноября 2008 г. Глубина работ на данном участке соответствует 200 м. С запада и востока область ограничена флексурами. За восточной флексурой идет обрушенный участок.

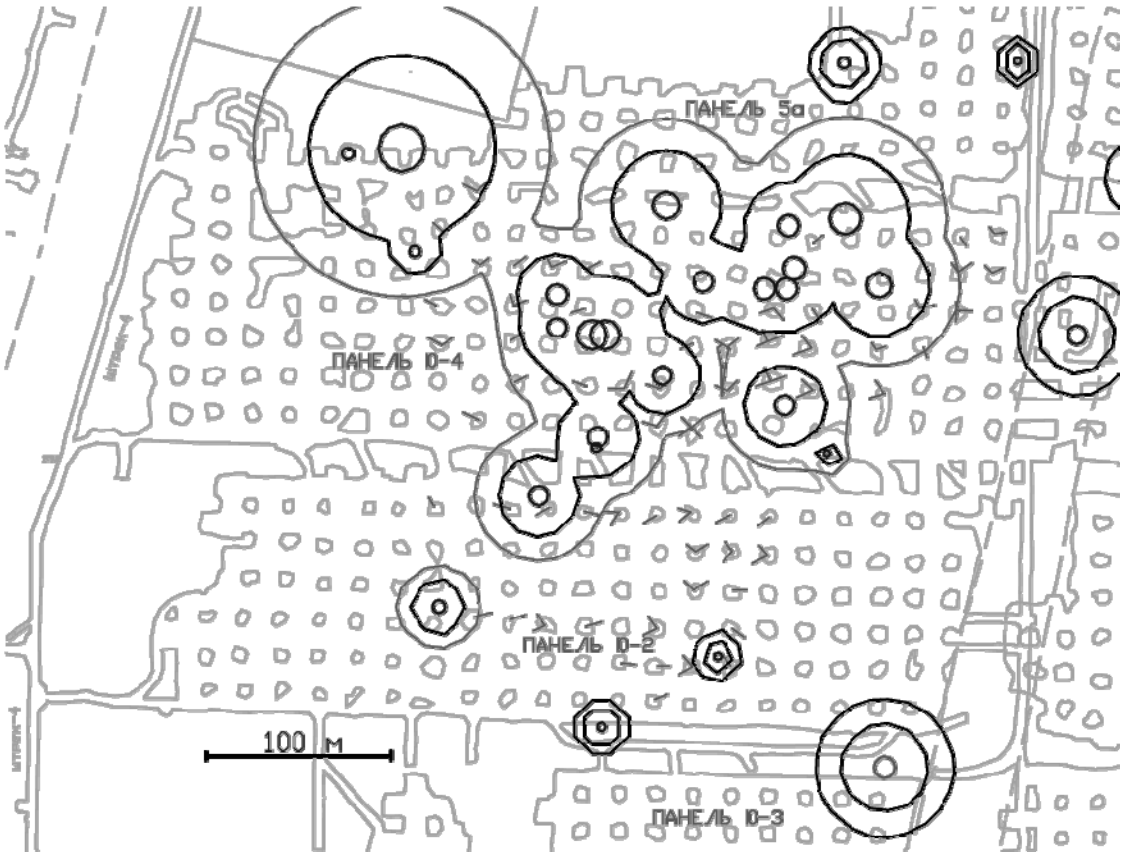


Рис. 3. Ситуация в рассматриваемом районе до обрушения

На рис. 3 представлена ситуация сложившаяся до начала обрушения, на 17.11.2008. На нем показано состояние целиков, установленное в результате визуальных обследований. Черточки на целиках отражают степень их нарушенности: одна черточка соответствует тому, что около 10% целика потеряло несущую способность, две черточки – около 30% и три черточки – около 60%.

На рис. 3 показаны сейсмические события, зарегистрированные с 2006 г. им соответствуют маленькие жирные окружности (их диаметр соответствует удвоенному размеру дефекта). Скорость накопления событий с 2006 г. была приблизительно постоянной. Некоторое ее снижение отмечалось только в первой половине 2007 г. и с сентября по ноябрь 2008 г.

На рис. 3 представлены также контуры постоянных значений параметра сближения событий. Черные внутренние контуры соответствуют значению параметра сближения, равному 5 (критическая область), а большие серые контуры – параметру сближения, равному 8 (потенциально опасная область). Формирование достаточно обширных областей с критическим сближением событий в рассматриваемом районе отмечалось уже в конце 2007 г. Именно с этого времени на основе подготовленного анализа данных сейсмического мониторинга данный район стал рассматриваться как район с опасностью возникновения обрушения.

Как видно из рис. 3 наблюдается достаточно хорошее совпадение областей с наибольшими нарушениями целиков и областями, где было зарегистрировано наибольшее число сейсмических событий. Области с нарушенными целиками также хорошо совпадают с контурами постоянных значений параметра сближения сейсмических событий.

На рис. 4 представлена ситуация в рассматриваемом районе в первое время после обрушения, на 22.01.2009. События и нарушения целиков до 17.11.2008 показаны серым цветом, а после – черным. Видно, что было зарегистрировано достаточно много новых сейсмических событий, в том числе несколько со значительным энерговыделением. Большинство событий были зарегистрированы в восточной части рассматриваемого района. Значительно выросла площадь областей с нарушениями целиков, возросла также степень нарушенности. Область возникновения новых сейсмических событий и новых нарушений в целиках достаточно хорошо совпадает с ранее выделенными контурами малых значений параметра сближения. Таким образом, был сделан успешный заблаговременный прогноз обрушения.

Рис. 4. Ситуация в рассматриваемом районе после начала обрушения

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный опыт прогноза обрушений на Жезказганском медном месторождении показывает, что эффективным средством контроля за текущим состоянием выработок является сейсмический мониторинг. Совместный анализ пространственно-временного и энергетического распределения регистрируемых сейсмических событий с применением современных физических представлений о процессе разрушения горных работ позволяет прогнозировать обрушения.

С сентября 2007 г на Жезказганском месторождении в качестве основного критерия возникновения опасной ситуации был внедрен модифицированный концентрационный критерий разрушения твердых тел. Начиная с этого времени, были спрогнозированы все основные обрушения. Первый прогноз опасности возникновения делается, как правило, за месяц до реализации обрушения.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант МК-1553.2011.5) и частичном финансировании Минобрнауки России (Аналитическая ведомственная целевая программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2011 – 2012 годы)»).

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Л.И., Скакун А.П., Мулев С.Н. Методика прогноза удароопасного состояния массива в сейсмогеологических условиях поля шахты «Комсомольская» // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. № 12. С. 241–247.

Герман В. И. Разработка формализованной методики выделения микросейсмических данных, соответствующих подготовке горных ударов // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы I-й Международной школы-семинара (9–15 сентября 2001, г. Красноярск). Красноярск: СибГАУ. 2002. С. 98–104.

Герман В.И., Мансуров В. А. Мониторинг индуцированной сейсмичности и процедура выделения очагов горных ударов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2002. № 4. С. 28–37.

Дамаскинская Е.Е., Куксенко В. С., Томилин Н. Г. Двухстадийная модель разрушения горных пород // Физика Земли. 1994. № 10. С. 47–53.

Журков С. Н., Куксенко В. С., Петров В. А., Савельев В. Н., Султанов У. С. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений Под ред. М. А. Садовского, В. И. Мячкина. М.: Наука. 1980. С. 78–86.

Завьялов А. Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. М.: Наука. 2006. 254 с.

Куксенко В. С., Инжеваткин И. Е., Манжиков Б. Ц., Станчиц С. А., Томилин Н. Г., Фролов Д. И. Физические и методические основы прогнозирования горных ударов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1987. № 1. С. 9-22.

Маловичко А.А., Завьялов А.Д., Козырев А.А. В кн. Природные опасности России. Т.1. Сейсмические опасности. М.: Крук. 2000. С. 243–293.

Мансуров В. А., Герман В. И. Прогноз обрушений на жезказганском месторождении по данным сейсмического мониторинга // Горный журнал. 2007. № 1. С. 89–92.

Методические указания по экспресс-оценке состояния выработанного пространства Жезказганского месторождения. Караганда. 1999.

Моги К. Предсказание землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.

Мулев С.Н., Марысюк В.П., Анохин А.Г., Наговицин Ю.Н. Причины, признаки и критерии повышения сейсмоактивности на глубоких рудниках Норильска // Горный журнал. 2011. № 2. С. 14–17.

Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука. 1975. С. 6-29.

Партон В. З. Механика разрушения: от теории к практике. М.: Наука. 1990. 240 с.

Рассказов И.Ю. Контроль и управление горным давлением на рудниках Дальневосточного региона. М.: Горная книга, 2008. 329 с.

Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Мигунов Д.С., Искра А.Ю. Результаты геоакустического контроля удароопасности на рудниках Дальнего Востока // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 11. С. 104–111.

Сейсмичность при горных работах / Н.Н.Мельников, А.А.Козырев, В.И.Панин и др. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 325 с.

Соболев Г. А., Завьялов А. Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 1. С. 69–71.

Соболев Г. А., Челидзе Т. Л., Завьялов А. Д., Славина Л. Б., Николадзе В. Е. Карты ожидаемых землетрясений, основанные на комплексе сейсмологических признаков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 11. С. 45–54.

Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика. Сборник докладов Международного совещания. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 2 т.

Das S., Scholz C. H. Theory of Time-Dependent Rupture in the Earth // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 6039–6051.

Mansurov V. A. Prediction of Rockbursts by Analysis of Induced Seismicity Data // Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sci. 2001. Vol. 38, No. 6. P. 893–901.

Tomilin N.G., Voinov K.A. Technique and results of the rock burst prediction // Proceedings of the International Conference on Mechanics of jointed and faulted rock. Rotterdam: Balkema. 1995. P. 955–959.

ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ТЕРРИТОРИИ

В.И. Герман

ГОУ ВПО «Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева» (СибГАУ), Красноярск; ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья» (ГПКК «КНИИГиМС»), г. Красноярск germanv@rambler.ru

Традиционно сейсмичность описывают двумя основными характеристиками: активностью и значением тангенса угла наклона графика повторяемости. В таком описании, как правило, неявно предполагается стационарность сейсмического процесса, которая в частности проявляется в том, что накопление землетрясений во времени описывается моделью простейшего потока [Вентцель, 1969], а следовательно временные интервалы между последовательными сейсмическими событиями ΔT в любом фиксированном энергетическо-пространственно-временном интервале I имеют экспоненциальное распределение.

Очевидно, что предположение о стационарности в реальных условиях выполняется достаточно редко. В то же время в последние годы на основе анализа каталогов сейсмических событий различных регионов было установлено, что распределение временных интервалов ΔT между сейсмическими событиями в области представительных данных хорошо описывается одним и тем же законом распределения (функцией распределения) с точностью до масштабного параметра [Герман, 2002; Bak et al., 2002; Corral, 2004; Герман, 2005; German, 2006*a*,*b*]. Данная закономерность говорит о наличии подобия во временной структуре сейсмичности, которая определяется параметром формы распределения. Параметр масштаба при этом учитывает изменение уровня сейсмической активности в интервале I при изменении его параметров.

В [German, 2006*b*; Герман, 2010] на примере каталогов Южной Калифорнии, Токтогульского района, а также Байкальского, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов был рассмотрено изменение функций распределения ΔT при широком варьирований параметров энергетическо-пространственно-временного интервала I, определяющего анализируемый набор данных. Было показано, что вид функции распределения ΔT с точностью до масштабного коэффициента постоянен при варьировании энергетических параметров интервала I, практически не чувствителен к изменениям временных параметров интервала I. Для Токтогульского района, а также Байкальского региона при изменении пространственных параметров I вид функции распределения ΔT не имел значимых различий. В то же время для Южной Калифорнии, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов наблюдалось, что тип функции распределения ΔT при изменении пространственных параметров интервала I был не стабилен. Причиной такого поведения должны быть аномалий временной структуры сейсмичности в пространстве. Ниже приводится анализ причин возникновения таких аномалий на примере сейсмичности Камчатки.

Для анализа был взят региональный каталог сейсмичности с 1963 г по 2009 г (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm). Для обеспечения представительности рассматриваемых данных были взяты землетрясения с энергетическим классом $K \geq 10$.

В работах [Герман, 2005; Герман, 2010] было показано, что функции распределения временных интервалов ΔT плохо описывается экспоненциальным распределением даже после удаления афтершоковых последовательностей, но достаточно хорошо аппроксимируется функциями распределения Вейбулла $F(\Delta t) = 1 - \exp(-\lambda\, \Delta t^k)$, где λ – масштабный параметр, а k – параметр формы. Распределение Вейбулла является обобщением экспоненциального, которое получается из него в случае, если $k = 1$. Таким образом, для выделения аномалий временной структуры сейсмичности достаточно изучить изменение значений параметра формы k при смещении анализируемого пространственного интервала.

При построении распределений временных интервалов ΔT рассматривались пространственные ячейки размером 100x100 км, шаг их смещения составлял 20 км. Те ячейки, куда попадало менее 50 землетрясений не рассматривались. Для совместного сравнения полученных функций распределения применялось масштабирование, т.е. строилось распределение случайной величины $\Delta T/\mu$, где μ – величина пропорциональная параметру масштаба распределения случайной величины ΔT. Если функции распределения ΔT для различных пространственных ячеек имеют одинаковый параметр формы, то распределения величин $\Delta T/\mu$ будут совпадать между собой. В качестве коэффициента

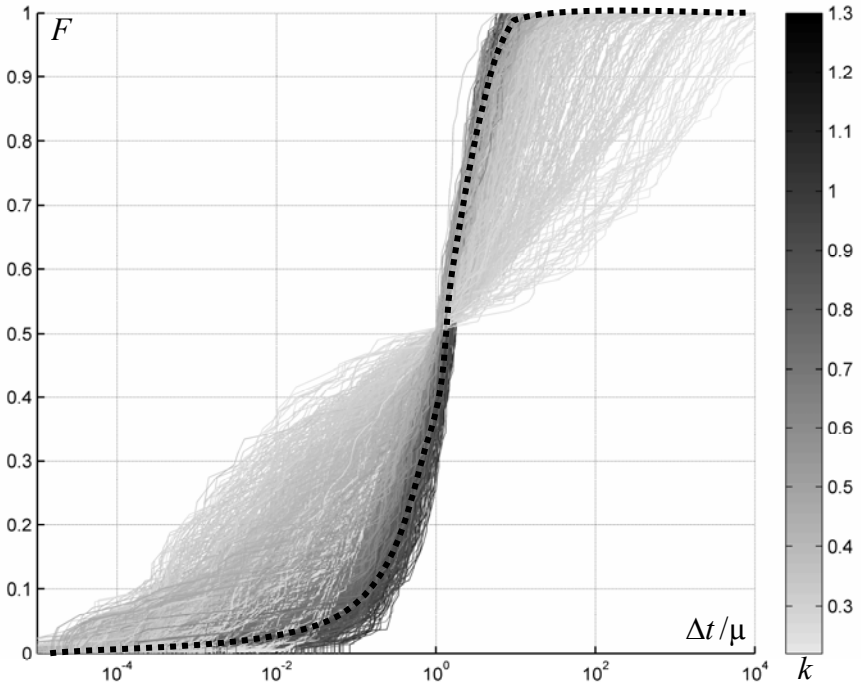


Рис. 1. Масштабированные функции распределения временных интервалов ΔT; тон кривых соответствует значению параметра формы k распределения Вейбулла, аппроксимирующего их; типичная функция распределения для $k > 0.6$ показана черной жирной пунктирной линией

масштабирования μ была выбрана его робастная оценка [Хампель и др., 1989], равная медиане отклонения от медианы ΔT (простейшей оценкой μ является математическое ожидание ΔT).

Рассмотрение масштабированных функций распределения временных интервалов ΔT (рис. 1) показывает, что они имеют схожий вид при значениях параметра формы k, бóльших 0.6. В то же время распределения с $k < 0.6$ значимо отличаются как от распределений с $k > 0.6$, так и между собой.

Значение параметра формы определяет характер изменения значения плотности вероятности возникновения очередного события спустя временной промежуток Δt после возникновения последнего зарегистрированного. Данная плотность вероятности равна функции интенсивности $r(\Delta t)$, для распределения Вейбулла $r(\Delta t) = \lambda k\ \Delta t^{k-1}$. Таким образом, если параметр формы k, приближенно равен 1, то возникновение одного землетрясения не влияет на возникновение другого. Распределения с k меньше 1 свидетельствует о группировке землетрясений во времени (вероятность возникновения нового землетрясения после последнего зарегистрированного со временем уменьшается). Соответственно значения k большие 1 говорят о наличии «отталкивания» землетрясений. В целом для Камчатского региона характерное значение параметра k приблизительно соответствует 0.65 [Герман, 2005; Герман, 2010].

Изменение параметра формы k по пространству (рис. 2) показывает наличие мощной протяженной аномалии со значениями k меньшими 0.5, граница которой проходит по Курило-Камчатскому глубоководному желобу, разделяющему Охотскую плиту и сдвигающуюся под нее Тихоокеанскую литосферную плиту. Наличие группирования землетрясений в данной области может быть связано с «зацеплениями» края Охотской плиты о Тихоокеанскую. При этом отсутствие сильнейших землетрясений в данной области может быть объяснено тем, что нет условий для достижения силой прижатия одной плиты к другой необходимой величины. Подобная, но менее выраженная аномалия, проходит и вдоль Алеутского желоба – линии контакта Тихоокеанской плиты с Северо-Американской.

Еще одна аномалия находится непосредственно на полуострове Камчатка вблизи Авачинского залива. Предполагается, что она может быть связана с активностью Авачинской группы вулканов. Удаление афтершоковых последовательностей не приводит к исчезновению найденных аномалий.

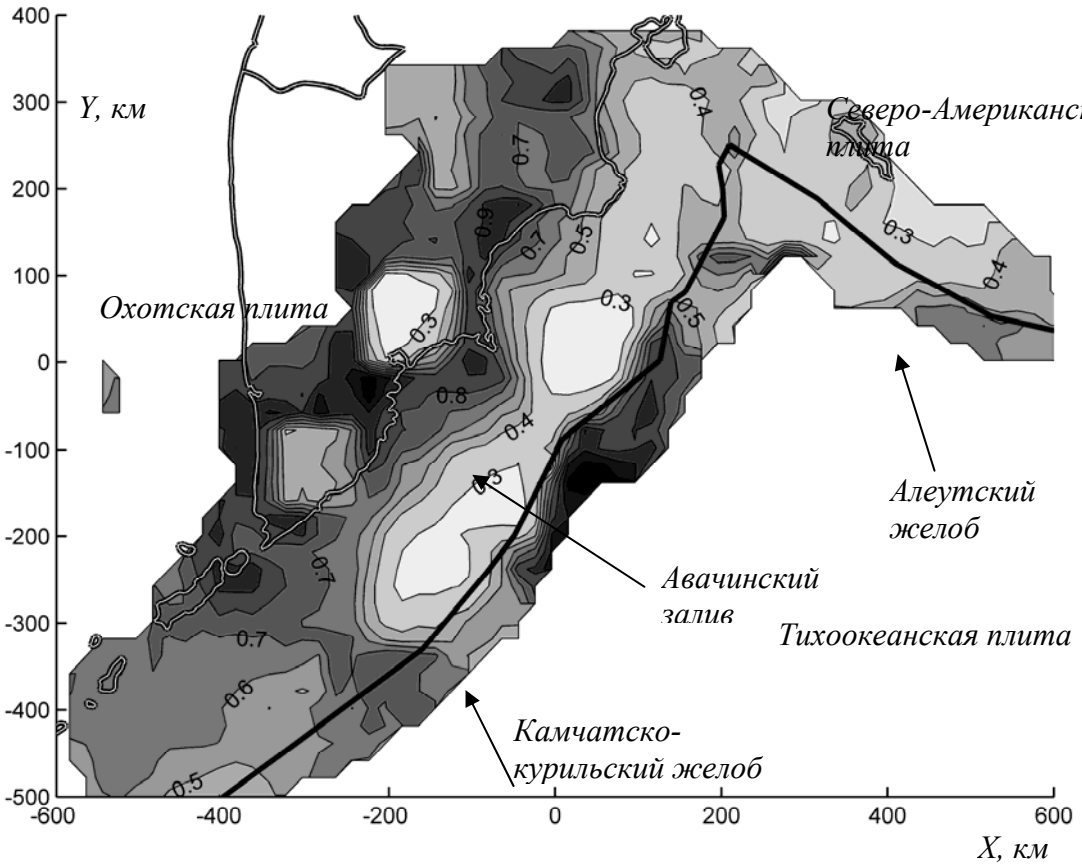


Рис. 2. Изменение параметра формы k распределения Вейбулла, аппроксимирующего распределение временных интервалов ΔT в области размером 100x100 км

Таким образом, в результате анализа временной структуры сейсмичности Камчатского региона выделены ее аномалии, и показана их связь с тектоническим строением территории.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант МК-1553.2011.5) и частичном финансировании Минобрнауки России (Аналитическая ведомственная целевая программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2011 – 2012 годы)»).

ЛИТЕРАТУРА

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука. 1969. 576 с.

Герман В.И. Самоподобие временных интервалов между актами разрушения в горных породах на различных масштабных уровнях // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 1-й Международной школы-семинара. (9-15 сент. 2001 г. Красноярск). Красноярск: СибГАУ. 2002. С. 66–72.

Герман В.И. Самоподобие временной структуры сейсмических событий на разных масштабных уровнях. // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 66–74.

Герман В.И. Единая теория подобия структуры сейсмичности: статистический подход. Красноярск: Сиб. гос. аэрокосмич. ун-т. 2010. 80 с.

Хампель Ф., Рончетти Э., Рауссеу П., Штаэль В. Робастность в статистике. Подход на основе функций влияния. М.: Мир. 1989. 512 с.

Bak P., Christensen K., Danon L. and Scanlon T. Unified Scaling Law for Earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2002. 88. 178501.

Corral A. Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2004. 92. 108501.

German V. Analysis of temporal structures of seismic events on different scale levels // Pure and Applied Geophysics. 2006. Vol. 163, No. 10. P. 2243–2258.

German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics. 2006. Vol. 424, No. 3–4. P. 167–175.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОНЁВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО И МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗОВ

П.А. Громов [1], В.Н. Войтенко [1], А.О. Якубовская [2], А.В Гонегер. [2]

[1] – С.-Петербургский государственный университет, г. С.-Петербург, grom-22@bk.ru
[2] – ООО «Хужир Энтерпрайз», г. Улан-Удэ, mail@hooszhir.ru

Конёвинское месторождение находится в пределах Сайлагского массива гранодиоритов, ограниченного левыми притоками р. Ока – рр. Сайлаг и Мунгорга, расположенными в северо-западной части Окинского района Республики Бурятия. Сайлагский массив таннуольского комплекса, вмещающий Конёвинское месторождение, расположен в Хамсаринской СФЗ в 7–8 км к северу от её южной границы, проходящей по субширотному Жомболокскому глубинному разлому, отделяющему Хамсаринскую СФЗ, сложенную, в основном, среднепалеозойскими вулканоплутоническими формациями и комплексами, от Окинской СФЗ, представленной рифей-вендскими и нижнепалеозойскими карбонатными и терригенными формациями [Геологическая карта…].

Вмещающие Сайлагский массив породы представлены известняково-доломитовой толщей с маломощными и редкими прослоями черных сланцев, пара- и ортосланцев. В карбонатной толще наблюдаются лежачие складки оползневого происхождения, на контакте с Сайлагским массивом карбонатные породы перекристаллизованы с образованием метаморфической полосчатости, параллельной границам массива. Возраст толщи дискуссионен и относится к аналогам иркутной свиты. Западная часть Сайлагского массива частично перекрыта отложениями вулканогенно-осадочной илейской толщи предположительно девонского возраста. Ареал распространения этой толщи ограничено двумя вытянутыми северо-западного простирания и короткими субширотными сбросами, образующими в плане осадочный бассейн типа «pull-apart». Вдоль плоскостей этих разрывных нарушений наблюдаются индикаторы поздних взбросовых движений, выражающиеся приразломными складками и различной ориентировкой кливажа в висячем и лежачем крыле. В юго-восточной части распространения толщи наблюдается её залегание непосредственно на гранодиориты Сайлагского массива.

Сайлагский массив имеет размеры около 12х7 км и вытянут в широтном направлении. Преобладающими породами Сайлагского массива являются равномернозернистые крупно-среднекристаллические биотит-роговообманковые гранодиориты и биотитовые граниты. В центральной части массива наблюдаются вытянутые в широтном направлении тела неравномернозернистых крупно-среднекристаллических, отчетливо порфировидных биотит-роговообманковых гранодиоритов и монцогранодиоритов, имеющие плавные переходы с распространёнными гранодиоритами. В меньшей степени представлены средне-мелкокристаллические лейкократовыми граниты, биотитовые гранит- и гранодиорит-порфиры.

Характерной особенностью Сайлагского массива является наличие значительного (более 300) количества протяженных узких даек габбро-диоритов, диоритовых и монцодиоритовых порфиритов образующих пояса в основном запад-северо-западного и реже северо-восточного простирания. В меньшей степени распространены дайки гранит-аплитов и субщелочных гранитоидов не имеющих столь выраженной ориентировки, как дайки основного состава. Дайковые пояса также распространены во вмещающей массив карбонатной толще и в меньшей степени в вулканогенно-осадочных породах илейской свиты.

Сайлагский массив характеризуется несколькими типами трещиноватости и разрывных структур: вертикальная отдельность северо-западного, меридионального и широтного простирания; субгоризонтальная отдельность; широтные зоны рассланцевания и катаклаза; зоны смятия северо-восточного простирания. Субвертикальная отдельность часто заполненная пиритом, наиболее выражена в западной части массива и параллельна контактам многочисленных даек, вдоль которых наблюдаются индикаторы как право-, так и левосторонних разновременных перемещений. Субгоризонтальная отдельность полого падает к северу и югу от середины массива, частота трещин отдельности увеличивается к кровле, вдоль отдельности нередко проявлены надвиговые перемещения. Эта отдельность наиболее выражена в северной части массива, разделенного широтной зоной рассланцевания и катаклаза. Это разрывное нарушение характеризуется сбросово-сдвиговой кинематикой, а в теле разлома породы интенсивно метасоматизированы, дайковые тела

будинированы и рассланцованы. Зоны смятия северо-восточного простирания наиболее короткие из всех описанных и характеризуются взбросо-сдвиговой кинематикой с интенсивными пластическими деформациями в центральной части.

Конёвинское месторождение расположено в западной части Сайлагского массива. Золотое оруденение локализуется в узких и протяженных зонах северо-западного простирания, параллельных основным дайковым поясам, и крутого 70-80º северо-восточного падения. Зоны представлены березитизированными гранодиоритами и березитами мощностью от 2-3 до 25 м с центральными кварцевыми жилами. Золото связано с зонами березитизации, локализируется в жилах, кварцевых прожилках и в рудных березитах. Рудные жилы в плане ветвятся и возможно фиксируют этап деформации гранодиоритового массива, когда происходит соединение опережающих кулисообразных трещин подобно «horn» структурам. Вдоль зон березитизации северо-западного простирания и субпараллельных им даек основного состава наблюдаются плоскости скалывания с преобладающими левосторонними смещениями, секущие березиты и кварцевые жилы.

Структура рудных столбов месторождения определяется пересечением этих зон с хрупко-пластическими зонами смятия (шириной около 40 м) северо-восточного простирания, развивающейся субпараллельно поясу крутопадающих даек основных, реже кислых пород. Зона смятия представляет собой взбросо-сдвиг с висячим северо-западным крылом и с правосторонними смещениями зон березитизации. Также в зоне смятия наблюдаются ранние хрупко-пластические деформации с левосторонней кинематикой смещения. Дайковые породы в зоне смятия рассланцованы и метасоматически изменены. К северо-западу зоны березитов простираются под широкой долиной р. Ехэ-Саган-Сайр. Крайняя северная зона березитизации, более крутопадающая, совпадает с простиранием крупного сброса, отделяющего вулканиты от карбонатной пачки, вмещающей массив. По этим признакам месторождение расположено в висячем крыле крупного разрывного нарушения второго порядка.

Повсеместно в березитах, центральных кварцевых жилах, на границах даек и по трещинам отдельности во вмещающем месторождение массиве гранодиоритов наблюдается тектоническая штриховка или рассланцевание. Принимая во внимание широкое развитие сколовых трещин в рудных телах и вмещающем массиве, нами были проведена реконструкция поля тектонических напряжений участка Сайлагского массива, включающего Конёвинское месторождение.

Структурно-кинематические исследования включали определение кинематики перемещения по зонам сдвига и катаклаза, смещению жил и даек, определение локальных состояний палеонапряжений по сколовым трещинам по простиранию и поперек зон березитизации. Определение перемещений вдоль зон сдвига определялось традиционными структурными методами по смещению маркирующих тел, роль которых прекрасно выполнили многочисленные дайки основных пород. Определение направления перемещения по плоскостям скалывания определялось по ориентировке ступенек синтектонического роста минералов в плоскости трещин. В анализ вовлекались точки наблюдения, где количество замеров ориентировок штриховок и однозначного направления сдвига составляло от 3 до 21. Определение ориентировки осей палеонапряжений выполнялось по методике Парфенова [Парфенов, 1984] и аналогичных ему методик J. Angelier двугранного и трёхгранного прямого угла с использованием компьютерных программ R.W. Allmendinger и R.J. Lisle [Angelier, Mechler, 1977; Lisle, 1987].

Из центральных кварцевых жил центральной части месторождения, при пересечении кварцевых жил с зоной смятия, были отобраны семь ориентированных образцов и проведен микроструктурный анализ (пластических деформаций) кварца. В каждом шлифе было проанализировано по 50 первичных крупнокристаллических и 50 рекристаллизованных мелко-тонкокристаллических зерен кварца. Полученные ориентировки оптических осей кварца были сравнены с результатами экспериментально деформированных кварцитов и численного моделирования [Heilbronner, *Tullis* 2006; и др.]. Сравнение узоров позволило реконструировать ориентировки осей сжатия или растяжения, условия деформации (одноосное растяжение, одноосное сжатие, простой сдвиг) для каждого ориентированного образца отобранных последовательно от осевой зоны сдвига к её периферии.

Анализ совокупных ориентировок осей напряжения по сколовым трещинам показал, что юго-западная и северо-восточная части массива, непосредственно примыкающие к рудным зонам (гор. 2365 м), характеризуются субвертикальным расположением оси сжатия σ_3. Ось растяжения σ_1 имеет субгоризонтальную ориентировку, совпадающую с северо-западным простиранием основных рудных зон, а форма эллипсоида напряжения характеризует плоское напряженное состояние, т.е. когда величина промежуточной оси σ_2 остается постоянной. Аналогичную характеристику имеют

точки наблюдения в центральной рудной зоне в лежачем крыле зоны смятия (гор. 2315-2415 м), где вдоль рудных зон наблюдаются будинированные дайки основных пород. Большая часть рудных тел характеризуется чередованием напряженного состояния с устойчивой вертикальной ориентировкой σ_1 (I), и напряженного состояния с поясовым распределением σ_1 и с выраженной субгоризонтальной ориентировкой σ_3 (II), характеризующим одноосное растяжение вдоль вертикали при общем сдвиговом напряженном состоянии (гор. 2315-2415 м). Анализ отдельных ориентировок осей напряжения по группам позволил выделить две группы с субширотной и субмеридиональной (и вертикальной) ориентировками σ_3, подкрепляющими кинематические построения по анализу смещения рудных тел и даек в зонах сдвига. Первое, по времени, субмеридиональное сжатие с развитием хрупких сколов в ослабленных северо-восточных направлениях зонах, будинированием даек и кварцевых жил, и второе, субширотное сжатие с развитием хрупких сколов и рассланцевания вдоль основных рудных тел и даек.

Анализ ориентировок осей напряжения по результатам микроструктурного анализа кварца выявил, что для основных кварцевых тел, находящихся на периферии зон смятия, определяющей ориентировкой является рисунок пересекающихся дуг типа II (prolate) с субгоризонтальной осью растяжения (северо-восточного простирания). Узор оптических осей рекристаллизованных зерен указывает только на пассивное вращение оси растяжения по часовой стрелке на 20-30°. Анализ микроструктурных ориентировок из центральной части зоны сдвига северо-восточного простирания выявил основную ориентировку рисунка пересекающихся дуг типа I (oblate) с субгоризонтальной осью сжатия меридионального или север-северо-восточного простираний. Узор оптических осей рекристаллизованных зерен указывает на сдвиговые деформации с сохранением ориентировки оси сжатия и левосторонней кинематикой сдвига.

Эволюция поля тектонических напряжений западной части Сайлагского массива, включающего Конёвинское месторождение, по результатам структурно-кинематического и микроструктурного анализов нами представляется следующим образом:

1. Вертикальная ориентировка оси сжатия и субгоризонтальное растяжение юго-юго-западного простирания. Формирование крупных сдвиго-раздвиговых депрессий, ограниченных сбросами северо-западного и восток-северо-восточного простирания. Формирование дайковых поясов в Сайлагском массиве и вмещающей карбонатной раме, в депрессиях накапливаются маломощные основные и ультраосновные эффузивные породы, конгломераты и туфы. Дайки внедряются в уже существующие вертикальные трещины отдельности массива (снятия нагрузки) параллельно или под острым углом к ним – собственно Конёвинского, северо-западного простирания.
2. Вертикальная ориентировка оси сжатия преобладает, рассматриваемый участок Сайлагского массива находится в висячем крыле крупного разрывного нарушения, оперяющие трещины к которому (как наиболее открытые) являются вмещающими современных рудных зон. Формирование оперяющих структур также происходит вдоль нарушений сплошности среды, в данном случае даек и отдельности. В депрессии накапливаются вулканогенные породы кислого состава. Деструкции самого массива не происходит, деформируются только дайковые тела внутри рудных зон. Ориентировка осей напряжения этой стадии фиксируется по сколовым трещинам только по периферии месторождения и по ориентировке основных кварцевых зерен жильных тел.
3. Ориентировка оси сжатия меридиональная субгоризонтальная. В основных рудных телах будинируются дайковые тела и рудные жилы. Вдоль ослабленных зон северо-восточного простирания вдоль даек и березитов развиваются пластические и хрупко-пластические деформации кварцевых жил. Ориентировка осей напряжения этой стадии фиксируется геологическими наблюдениями в штольнях и подтверждается по микроструктурной ориентировке рекристаллизованных зерен центральной части зоны сдвига.
4. Ориентировка оси сжатия субширотная, с левосторонней сдвиговой кинематикой вдоль рудных тел и субвертикальной ориентировкой оси растяжения. В рудных телах формируются пережимы и раздувы. Вдоль дайкового пояса северо-восточного простирания формируется взбросо-сдвиговые хрупкие деформации. Ориентировка осей напряжения этой стадии фиксируется структурным парагенезисом сколовых трещин, микроструктурная ориентировка не фиксирует эту ориентировку осей напряжения.

Реставрация осей напряжения по сколовым трещинам и пластическим деформациям кварца позволяет утверждать, что выклинивание и видимое смещение рудных тел при приближении к зоне смятия северо-восточного простирания, возможно, происходит скорее за счет особенностей разрывных деформаций гранодиоритового массива, чем за счет действительных пострудных смещений вдоль зоны смятия.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическая карта СССР, 1:200000, серия Восточно-Саянская, N-47-XXVIII. М.: 1975

Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1.

Angelier J., Mechler P. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales galment utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des didres droits // Bulletin Socit Gologique de France. 1977. No 19. 1309–1318.

Lisle R. J. Principal stress orientations from faults: an additional constraint // Annales Tectonic. 1987. No 1. P. 155–158.

Heilbronner R., Tullis J. Evolution of c-axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite // Jour. Geophys. Res. 2006. Vol. 111.

ПАРАМЕТРЫ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ РИФТОВ СИБИРИ И ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

А.А. Добрынина, В.А. Саньков

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

В настоящей работе приведены результаты оценки эффективной сейсмической добротности по поперечным кода-волнам региональных землетрясений для литосферы зон континентального рифтогенеза – Байкальской рифтовой системы (БРС), а также южного окончания Кенийского рифта – составной части крупнейшей в мире Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 1).

Метод. Для оценки добротности среды использовалась модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], согласно которой кода-волны рассматриваются как суперпозиция волн, отраженных от неоднородностей среды в области очага землетрясения и регистрирующей станции. Обычно добротность увеличивается с частотой согласно [Mitchell, 1981]:

$$Q_C(f)= Q_0\cdot(f/f_0)^n, \quad (1)$$

где $Q_C(f)$ – добротность среды по коде, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц), n – частотный параметр, он близок к 1 и меняется от региона к региону в зависимости от степени тектонической неоднородности среды. Соотношение (1) показывает, что затухание сейсмических волн со временем (расстоянием от источника) различно на разных частотах. Следовательно, для расчета затухания сейсмические данные должны быть отфильтрованы. Амплитуда кода-волн в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f, связывается с добротностью следующим соотношением:

$$A(f, t)=S(f)\cdot t^{-\alpha}\cdot\exp[-\pi\cdot f\cdot t/Q_C(f)], \quad (2)$$

где $S(f)$ –временная функция источника, $Q_C(f)$ – добротность среды, α – характеристика геометрического расхождения (α равно 1.0, 0.5 или 0.75 для объемных, поверхностных или диффузных волн соответственно согласно [Sato, Fehler, 1998]). Если принять, что кода-волны являются рассеянными объемными волнами, то α=1. Прологарифмировав (2), получим:

$$\ln[A(f, t)\cdot t]=\ln[S(f)] -\pi\cdot f\cdot t/Q_C(f). \quad (3)$$

Наклон графика $\ln[A(f, t)\cdot t]$, построенного во временной шкале, определяет значение добротности Q_C для рассматриваемой частоты f. Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега прямой *S*-волны, так как для этих времен очаговым процессом можно пренебречь.

Данные. В качестве исходных данных для оценки эффективной добротности литосферы БРС использовались цифровые записи 274 землетрясений с локальными магнитудами M_L=3.1–5.4, произошедших на рассматриваемой территории за период 2001–2007 гг (рис. 1, *а*); для южного окончания Кенийского рифта – 50 землетрясений Гелайской афтершоковой последовательности 2007 г с магнитудами M_C=2.9–4.7, полученные в ходе французско-танзанийского сейсмического эксперимента [Albaric et al., 2009] (рис. 1, *б*).

Для обработки выбирался участок записи от момента времени t, равного удвоенному времени пробега прямой *S*-волны согласно [Rautian, Khalturin, 1978], длина окна коды W выбиралась от 20 до 80 секунд с шагом 10 секунд. Записи фильтровались фильтром Баттерворта с центральной частотой пропускания 0.3±0.2, 0.75±0.25, 1.5±0.5, 3±1, 6±2 и 12±4 Гц [Havskov, Ottemoller, 2006].

Результаты. Окончательный расчет параметров затухания сейсмических волн для БРС базируется на более чем 15500, а для Кенийского рифта – на 5655 индивидуальных измерениях добротности Q_C. При сопоставлении значений Q_C наблюдается увеличение добротности с увеличением временного окна: для землетрясений БРС Q_C меняется от 46±45 до 1025±221 для центральных частот 0.3 и 12 Гц при длине окна обработки коды W=20 секунд и от 113±48 до 1995±751 на тех же частотах при W=90 секунд, для Гелайской последовательности Q_C варьирует в пределах от 37±35 (f=0.3 Гц) до 1141±187 (f=12 Гц) для W=20 секунд и от 79±43 (f=0.3 Гц) до 1999±496 (f=12 Гц) для W=80 сек.

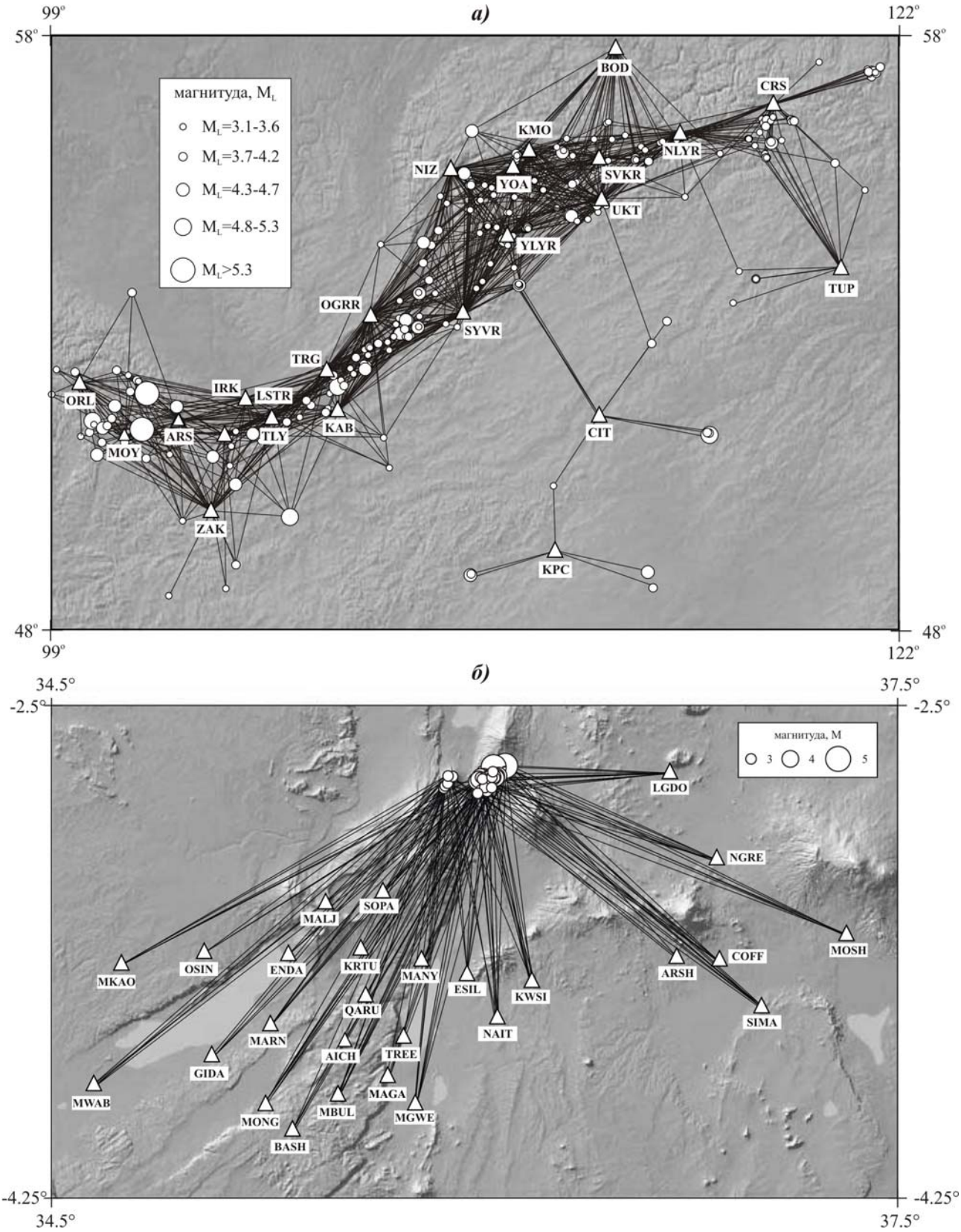


Рис. 1. Покрытие исследуемых регионов сейсмическими трассами «источник – приемник»: ***а)*** Байкальская рифтовая система и ***б)*** южное окончание Кенийского рифта. Землетрясения показаны кружками, сейсмические станции – треугольниками, для каждой станции дан международный код. Цифровой рельеф заимствован с сайта Marine Geoscience Data System Колумбийского университета (http://www.marine-geo.org/)

Несмотря на значительное количество исследований, посвященных сейсмической добротности, причины частотной зависимости затухания остаются неясными. Согласно Аки [Aki, Chouet, 1975]

вариации добротности с частотой связаны с неоднородностями, случайно распределенными в литосфере. В работах [Sato, Fehler, 1988; Mak et al., 2004] показано существование связи между частотной зависимостью Q и тектонической активностью исследуемых регионов, а также с возрастом коры. В последнее время в качестве альтернативы стандартному степенному закону (1) была предложена новая модель геометрического затухания (geometrical attenuation model) [Morozov, 2008]. Эта модель рассматривает отдельно геометрическое затухание (оно коррелирует с возрастом коры и тектоникой региона) и эффективное затухание, включающее внутреннее затухание и рассеяние (оно частотно-независимо и не показывает значимую корреляцию с тектоническим возрастом). В настоящем исследовании для интерпретации полученных данных использовалась «стандартная» модель однократного рассеяния Аки [Aki, Chouet, 1975]. Согласно этой модели частотная зависимость добротности определяется уровнем тектонической активности исследуемого региона.

До настоящего времени не существует также единого мнения о глубинах, на которых формируется кода землетрясения. Модель однократного рассеяния предполагает, что рассеянное волновое поле слишком слабо и не дает вторичного рассеяния на неоднородностях; это упрощение дает возможность оценить глубину формирования коды [Pulli, 1984]. В то же время существуют предположения о формировании коды вследствие многократного рассеяния [Gao et al., 1983]. Согласно [Pulli, 1984] значение добротности, полученное на сейсмической станции, характеризует некоторый объем пространства (эллипсоид), в фокусах которого находятся источник и станция. Размеры исследуемой области зависят, во-первых, от длины окна обработки коды W и, во-вторых, от расстояния «источник – приемник». Таким образом, меняя длину окна, можно проследить характер изменения добротности и ее зависимости от частоты с глубиной.

В настоящей работе среднее эпицентральное расстояние для землетрясений БРС равно 140 км, для событий Гелайской последовательности – 120 км. Поскольку для выбранных землетрясений БРС нет надежных определений глубин, то средняя глубина гипоцентров 15 км согласно [Радзиминович, 2010], для сейсмических событий Кенийского рифта использовались значения фокальных глубин, полученные в результате релокализации афтершоков [Albaric et al., 2009]. Средние глубины формирования коды согласно [Pulli, 1984] для БРС составляют 87-183 км для длин окна обработки коды 20 и 80 секунд, соответственно, и для Кенийского рифта – 110-165 км для тех же значений W.

Помимо оценки добротности на разных частотах, для каждой длины окна обработки коды W были рассчитаны эмпирические уравнения вида (1), а также получены значения коэффициентов затухания δ. Региональная зависимость добротности от частоты для БРС определяется эмпирическим выражением вида $Q_C(f)=103f^{0.89}$, а для Кенийского рифта: $Q_C(f)=84f^{1.05}$.

По результатам многочисленных измерений эффективной сейсмической добротности в разных регионах мира установлено, что тектонически активные регионы (Японская дуга, зона Северо-Анатолийского разлома и др.) характеризуются низкими значениями добротности (Q<200) [Mak et al., 2004]. Относительно стабильные блоки, такие как центральная часть Северо-Американской платформы, Канадский щит и др., характеризуются высокими значениями добротности (Q>600), в то время как в районах с умеренной сейсмичностью (Западно-Европейская платформа, Индийский щит) наблюдаются средние значения добротности – Q=200–600. Показатель частотной зависимости добротности n (частотный параметр) в уравнении (1) характеризует среду, возрастая с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1980], и варьирует в следующих пределах: n<0.5 (для тектонически стабильных блоков), n=0.3–0.78 (для областей с умеренной тектоникой) и n>0.8 для тектонически активных структур [Mak et al., 2004]. Полученные в настоящей работе значения эффективной сейсмической добротности и частотного параметра (Q_0=103 и n=0.89 для БРС и Q_0=84 и n=1.05 для Гелайской афтершоковой последовательности) характерны для районов с высокой тектонической активностью согласно [Mak et al., 2004].

На рисунке 2 приведены вариации коэффициента затухания и частотного параметра с глубиной для исследуемых территорий. При совместном анализе полученных данных отмечаются две тенденции:

1) коэффициент затухания δ и частотный параметр n уменьшаются с увеличением длины окна обработки коды, т.е. с глубиной;

2) на одинаковых глубинах значения δ и n для литосферы БРС ниже, чем для Кенийского рифта.

Степенная форма зависимости коэффициента затухания от глубины залегания нижней границы эллипсоида (рис. 2, а) может служить доказательством того, что уменьшение затухания в верхней части литосферы происходит быстрее по сравнению с ее нижней частью. Согласно полученным характеристикам затухания для разных длин окна обработки коды частотный параметр n уменьшается от 0.89 до 0.81 для литосферы БРС и от 1.12 до 0.93 для Кенийского рифта с глубиной

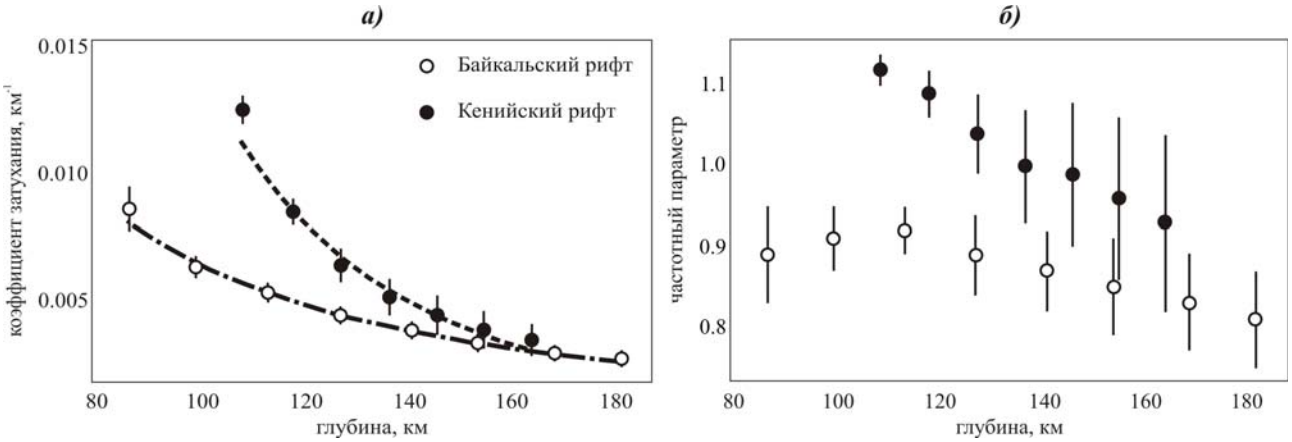


Рис. 2. Зависимость коэффициента затухания (*а*) и частотного параметра (*б*) от глубины для Байкальского (белые кружки) и Кенийского (черные кружки) рифтов. Для каждого значения показано среднеквадратичное отклонение

(рис. 2, б). Этот факт свидетельствует о том, что верхняя часть литосферы является более неоднородной. Дополнительным доказательством этого также может быть приуроченность большинства землетрясений в рассматриваемых регионах к верхней части земной коры: для БРС максимальное количество землетрясений локализовано в пределах 10-20 км [Радзиминович, 2010], для событий Гелайской афтершоковой последовательности – 5-10 км [Albaric et al., 2009].

Вулканизм является одним из основных поставщиков флюидов в земной коре. Одним из главных отличий исследуемых рифтов являются процессы современного вулканизма, активно протекающие в Кенийском рифте и не проявленные в БРС. Вместе с тем, высокими поглощающими свойствами обладают также очаговые зоны сильных землетрясений [Копничев, Соколова, 2003]. Тенденция к увеличению затухания по мере роста сейсмической активности отмечается для БРС [Dobrynina, 2011]. Таким образом, наиболее вероятной причиной увеличения значений δ и n литосферы Кенийского рифта относительно БРС являются процессы современного вулканизма, протекающие в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Заключение. На основе результатов расчетов параметров затухания сейсмических волн в литосфере Байкальского и Кенийского рифтов можно заключить следующее:

(1) литосфера под структурами Байкальского и Кенийского рифтов характеризуется высоким уровнем затухания и нарушенности, что может быть связано с современной деструкцией литосферы и тепловым потоком и флюидизацией недр;

(2) увеличение добротности Q_0 и уменьшение частотного параметра n с глубиной свидетельствует о том, что верхняя часть литосферы характеризуется большей неоднородностью по сравнению с нижней;

(3) сопоставление параметров затухания для Кенийского и Байкальского рифтов показало, что литосфера под Кенийским рифтом характеризуется более высоким уровнем неоднородности, что может быть следствием активно протекающих процессов вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 5. С. 73–86.

Радзиминович Н. А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37–51.

Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects. // J. Geophys. Res. 1975. No. 80. P. 3322–3342.

Albaric J., Perrot J., Deverchere J., Deschamps A., Le Gall B., Ferdinand R.W., Petit C., Tiberi C., Sue C., Songo M. et al. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa // J. Afr. Earth Sci. 2009. doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.09.005

Dobrynina A.A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere. Phys. Earth Planet. In. 2011. doi:10.1016/j.pepi.2011.05.008, в печати.

Gao L.S., Biswas N.N., Lee L.C., Aki K. Effects of multiple scattering on coda waves in three - dimensional medium // Pure Appl. Geophys. 1983. Vol. 121. P. 3–15

Havskov J. and Ottemoller L. SEISAN: The Earthquake analysis Softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. 2006. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.

Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R. CodaQ estimates in the Hong Kong region // J Asian Eart Sci. 2004. Vol. 24. P.127–136.

Mitchell B. Regional variation and frequency dependence of Qb in the crust of the United States // BSSA. 1981. Vol. 71. P. 1531–1538.

Morozov I.B., 2008. Geometrical attenuation, frequency dependence of Q, and the absorption band problem. Geophys. J. Int., 175, 239–252, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03888.x.

Pulli J. J. Attenuation of coda waves in New England // BSSA. 1984. Vol. 74. P. 1149–1166.

Rautian T.G., Khalturin V.I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 68. P. 923–948.

Sato H. Fehler M.C. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. New York. Springer-Verlag. 1998.

ИССЛЕДОВАНИЕ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ GPS МОНИТОРИНГА.

Р.Н. Достовалов [1], С.Н. Савченко [2]

[1] – Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, 2737247@mail.ru
[2] – Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, savch@goi.kolasc.net.ru

Геодинамическая ситуация в районе земельного отвода Центрального рудника отличается повышенной сложностью по сравнению с другими рудниками ОАО «Апатит». Это обусловлено высокой напряжённостью массива пород, большими объёмами извлечённой и перемещённой горной массы, наличием развитого подземного комплекса транспортных выработок (глубокие рудоспуски и тоннели большого сечения). Ситуация также дополнительно осложняется подземными работами Расвумчоррского рудника в непосредственной близости от карьера. Эти факторы обусловливают повышенную геодинамическую активность массива пород, что отражается в периодически происходящих в окрестности Центрального рудника крупных динамических проявлений горного давления.

Естественное напряженно–деформированное состояние массива пород Центрального рудника обусловлено одновременным действием тектонической и гравитационной составляющих поля естественных напряжений. Тектоническая компонента поля напряжений действует по простиранию рудного тела, гравитационная компонента поля напряжений действует в вертикальной плоскости и определяется собственным весом пород массива и пород, перемещенных в отвалы непосредственно у контура карьера.

Первоначальной задачей геомониторинговых наблюдений являлась оценка устойчивости северо-западного борта карьера, состояние которого осложнялось подработкой подземными выработками Расвумчоррского рудника и наличием крупного разлома в западной части карьера, вблизи которого осуществлялись крупномасштабные работы по формированию отвала пород. С этой целью с 1994 г, сначала силами маркшейдерской службы Центрального рудника, а с 1999 г сотрудниками Горного института КНЦ РАН были организованы специальные наблюдения за деформациями и перемещениями пород массива, которые продолжаются по настоящее время.

На рис. 1 представлена схема геодинамического полигона, который был заложен в 1999 г и к настоящему времени состоит из 8 фундаментальных пунктов, 4 из которых располагаются по одну сторону наблюдаемого разлома (А-А), а 4 - по другую, т.е. в соседнем структурном блоке.

Геомеханический контроль состояния массива пород заключается в определении перемещений и деформаций фундаментальных и рабочих пунктов полигонов. Для этих целей возможно применение как традиционных геодезических методов (нивелирование, полигонометрия, триангуляция, трилатерация), так и методы космической геодезии.

На фундаментальных пунктах геомеханического полигона в карьере Центрального рудника наблюдения выполняются комплексным методом: светодальномерные измерения проводятся

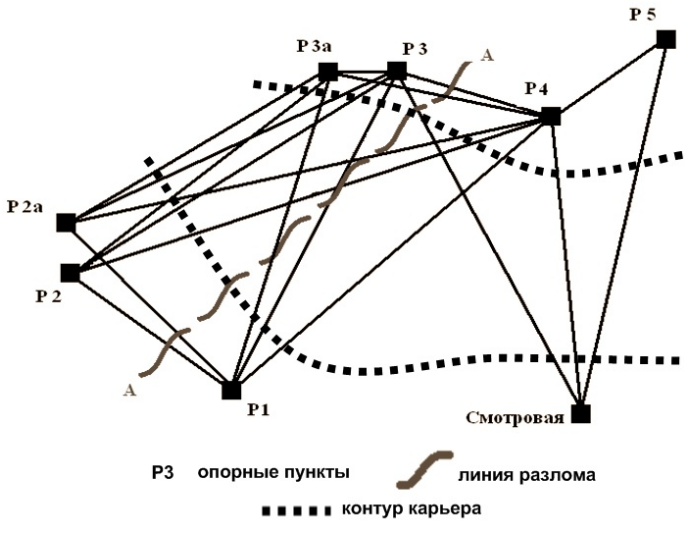


Рис. 1. Схема геодинамического полигона

светодальномером Мекометр-5000 (ME-5000), а абсолютные координаты пунктов определяются методами космической геодезии (GPS-технологий).

Методика измерений апробирована многолетними работами на геодинамических полигонах и заключается в периодических измерениях расстояний между фундаментальным и рабочими пунктами. Установка светодальномера и отражателей на пунктах производится с принудительным центрированием, поэтому погрешности установки приборов чрезвычайно малы. Это позволяет для сокращения времени и без снижения точности выполнять измерения расстояний между пунктами только в одном направлении.

В целом, по результатам анализа всех проведенных к настоящему времени измерений, точность определения вертикальных и горизонтальных перемещений традиционными геодезическими методами составляет в абсолютном исчислении ±0.5 мм, что вполне приемлемо для целей геомеханического мониторинга.

Регулярные измерения с применением GPS-технологий выполняются с 2007 г, при этом пока используются спутники только системы GPS (США). В настоящий момент в нашем распоряжении имеются 5 комплектов аппаратуры, состоящих из приёмника JNS Lexon-GGD и антенны JNS Chock Ring CR3_GGD, разработанных и произведённых фирмой Javad Navigation System.

В период проведения измерений приемники в определенной последовательности переставляются с пункта на пункт так, чтобы время одновременной работы инструментов в каждом треугольнике пунктов составляло не менее 5-и часов.

Для снижения погрешностей измерений применяют дифференциальную коррекцию с использованием стационарного GPS приёмника, установленного в точке с заранее определёнными координатами. Такой приёмник – базовая станция (БС) накапливает данные о погрешностях определений координат в течение всего периода выполнения измерений, которые с помощью специальной программы учитывается при обработке данных мобильных приёмников, устанавливаемых на контролируемых пунктах.

Процесс GPS-измерений заключается в регистрации с интервалом в 30 сек псевдодальностей до спутников системы GPS NAVSTAR на двух несущих частотах L1=1575.42 МГц и L2=1227.60 МГц, угол минимального возвышения спутников над горизонтом при измерениях принят 10°. Регистрация и слежение за сигналами производится автоматически под управлением микропрограммного обеспечения приемников.

Полученные данные обрабатываются при помощи пакета программ Pinnacle, разработанного фирмой-производителем использованной аппаратуры. В результате обработки выдаются координаты точек наблюдений в международной геодезической системе WGS-84. По изменению соответствующих компонент координат от цикла к циклу вычисляются перемещения пунктов.

При использовании GPS-измерений для целей мониторинга геодинамического состояния массивов пород одним из основных вопросов является обеспечение достаточной точности получаемых результатов. С целью выяснения этого вопроса для конкретных условий массива пород апатито-нефелиновых месторождений результаты GPS – измерений, в частности, длины векторов, сопоставлялись с результатами светодальномерных измерений этих же расстояний.

Между результатами GPS-измерений и светодальномерных наблюдений имеют место различия, которые носят систематический характер, поэтому целесообразно сопоставлять не абсолютные величины расстояний, а их изменения, т.е. сами перемещения. Анализ сравнения перемещений по обоим методам показывает, что из 20 сопоставлений в 12 случаях расхождения превышают ±3 мм (паспортная точность GPS-приёмников), что составляет 60%. Этот результат пока нельзя считать удовлетворительным, однако приведенные результаты позволяют уверенно говорить о возможности использования GPS-измерений для целей геодинамического мониторинга массива пород, поскольку уже сейчас можно предположить причины этих больших расхождений. Они связаны, по-видимому, главным образом, с погрешностями установки антенн на некоторых пунктах, в частности, на пункте Р4.

Основная цель геомеханического мониторинга и, в частности, GPS-измерений – определить перемещения фундаментальных пунктов в пространстве и во времени в результате техногенных воздействий от крупномасштабных горных работ.

При этом координаты всех пунктов геомеханического полигона изменяются под воздействием трёх групп причин:

- глобальных перемещений Евроазиатской литосферной плиты $\Delta x_{глоб}$;
- техногенных перемещений, обусловленных проведением горных работ $\Delta x_{техн}$;
- погрешностей GPS-измерений $\Delta x_{погр}$.

Общие перемещения фундаментальных пунктов в этом случае могут быть определены формулой

$\Delta X = \Delta x_{глоб} + \Delta x_{техн} + \Delta x_{погр}$. (1)

Координаты базовой станции (Горный институт) изменяются только под воздействием:

- глобальных перемещений Евроазиатской литосферной плиты $\Delta x_{ГИглоб}$;
- погрешностей GPS-измерений $\Delta x_{ГИпогр}$.

$\Delta X_{ГИ} = \Delta x_{ГИглоб} + \Delta x_{ГИпогр}$. (2)

При этом предполагается, что

$\Delta x_{глоб} = \Delta x_{ГИглоб}$;

$\Delta x_{погр} = \Delta x_{ГИпогр}$.

Отсюда для определения перемещений фундаментальных пунктов геомеханического полигона только в результате техногенных причин необходимо из общих перемещений каждого пункта вычесть соответствующие по времени перемещения базовой станции. Тогда окончательно техногенные перемещения фундаментальных пунктов определятся из выражений:

$\Delta x_{техн} = \Delta X - \Delta x_{глоб} - \Delta x_{погр} = \Delta X - \Delta x_{ГИглоб} - \Delta x_{ГИпогр} = \Delta X - \Delta X_{ГИ}$. (3)

В таблице 1 представлены «приведенные» перемещения фундаментальных пунктов, т.е. вычисленные с учётом перемещений базовой станции.

Таблица 1.

	X				Y				Z			
	2007	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2007	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2007	2008 г.	2009 г.	2010 г.
ГоИ	0.0	0.0011	-0.5547	0.3066	0.0	0.0016	-0.4115	0.1799	0.0	0.0020	-0.6611	0.1469
См.	0.0	0.0000	-0.2610	-0.0209	0.0	-0.0004	-0.1125	-0.0120	0.0	-0.0008	-0.6331	-0.0465
Р1	0.0	0.0004	-0.2820	-0.0216	0.0	-0.0004	-0.1260	-0.0140	0.0	-0.0028	-0.6827	-0.0432
Р2	0.0	-0.0002	-0.2750	-0.0171	0.0	-0.0005	-0.1224	-0.0117	0.0	-0.0007	-0.6555	-0.0449
Р3	0.0	0.0091	-0.2714	-0.0168	0.0	0.0095	-0.1286	-0.0097	0.0	0.0083	-0.6803	-0.0570
Р4	0.0	0.0091	-0.2720	0.0100	0.0	0.0186	-0.1367	0.0035	0.0	-0.0373	-0.6554	-0.0093

По приведенным перемещениям вычислены величины главных деформаций. главных напряжений и дополнительной энергии в структурных элементах массива пород - треугольниках. вершины которых образованы соответствующими фундаментальными пунктами [Savchenko, Kasparyan, 2007]. На рис. 2 и в табл. 2 приведены результаты вычислений для наиболее характерных структурных блоков полигона.

Анализ результатов вычислений (таблица 2) показывает:

1. Во всех выделенных блоках в оцениваемый период 2007-2010 гг преобладает неоднородное напряжённое состояние. обусловленное одновременным действием напряжений сжатия и растяжения. Исключение представляет структурный блок «Смотровая – Р1 – Р2». располагающийся полностью в лежачем боку месторождения, где в последний период. т.е. 2009-2010 гг напряжённое состояние обусловлено только напряжениями сжатия, но небольшой величины.

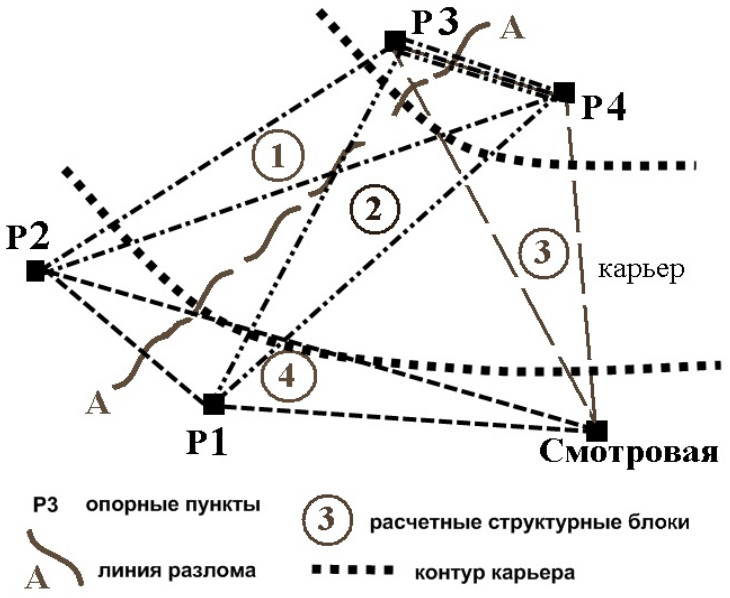
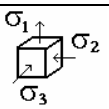
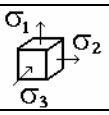
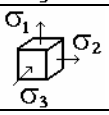
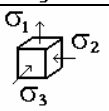
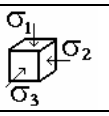
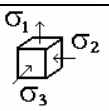
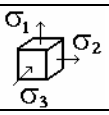
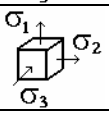
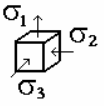
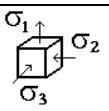
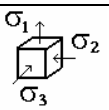
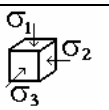


Рис. 2. Характерные структурные блоки полигона, для которых произведена оценка напряженно-деформированного состояния и энергонасыщенности

Таблица 2. Напряжения в массиве (σ_1. σ_2. σ_3) вращения и удельная энергия деформирования (w) в элементарных объемах структурных блоков.

Блок	Год	Главные напряжения. МПа			Вращение			Уд. энергия w. МДж/м^3	Примечание
		σ_1	σ_2	σ_3	ω_1	ω_2	ω_3		
1 (Р2-Р3-Р4)	2008	0.6078	-0.0908	-0.3283	1.04 e-6	-8.63 e-6	5.42 e-5	3.28 e-05	
	2009	0.1674	0.0014	-0.4111	-2.00 e-6	9.24 e-6	-3.06 e-5	1.36 e-05	
	2010	0.7554	0.1328	-0.3892	3.14 e-5	1.70 e-5	-6.25 e-5	4.41 e-5	
2 (Р1-Р3-Р4)	2008	0.5538	-0.0314	-0.2638	0.5 e-5	1.3 e-5	4.9 e-5	2.31 e-5	
	2009	-3.6 e-5	-0.0824	-0.3617	-0.5 e-5	-1.1 e-5	-2.5 e-5	0.78 e-6	
	2010	0.4237	-0.1211	-0.5795	3.3 e-5	-1.2 e-5	-5.2 e-5	3.22 e-5	
3 (Р3-Р4-См)	2008	0.7553	0.1493	-0.5949	1.8 e-5	7.2 e-5	3.4 e-5	6.36 e-05	
	2009	0.3000	0.1062	-0.2970	-1.8 e-5	-2.4 e-5	-2.6 e-5	1.18 e-05	
	2010	0.0161	-0.6860	-1.6177	3.9 e-5	-8.9 e-5	-2.4 e-5	14.03 e-5	
4 (Р1-Р2-См)	2008	0.3474	-0.044	-0.0144	2.6 e-7	-2.2 e-6	-1.1 e-6	1.00 e-7	
	2009	0.1115	-0.3017	-0.7177	5.2 e-6	-4.8 e-5	1.8 e-5	3.36 e-5	
	2010	-0.0241	-0.0358	-0.1381	0.8 e-7	7.7 e-7	3.7 e-7	8.30 e-7	

2 Максимальные напряжения растяжения зафиксированы в период 2009-2010 гг в блоке «Р2 – Р3 – Р4» σ_1 = +0.75 МПа. Максимальные напряжения сжатия – в том же периоде, в блоке «Смотровая – Р3 – Р4» σ_3 = -1.62 МПа. Необходимо отметить, что эти значения напряжений представляют собой реализованные напряжения в результате деформирования за период времени от предыдущего цикла наблюдений. Таким образом, они фактически характеризуют тот уровень интенсивности напряжений, который был ранее. Полученные результаты свидетельствуют, что степень интенсивности напряжений пород на данном участке массива весьма невысокая.

3. Величина удельной энергии во всех блоках в течение всего рассмотренного периода изменяется, при этом во всех блоках отчётливо фиксируется минимум энергии в период 2008-2009 гг. Не исключено, что это обусловлено влиянием сейсмического события 25.05.2009. При этом необходимо учитывать, что наблюдения на этом полигоне проводятся в 1 раз в год в осенний период, и в рассматриваемый период времени возможен пропуск максимума энергии, зафиксированного в

подземном полигоне в районе рудоспуска №6. В период 2009-2010 гг энергия во всех блоках вновь увеличилась, при этом максимальная величина энергии наблюдается у блока «Смотровая – Р3 – Р4» и равна Е=140.26 Дж/м^3, что на много меньше ранее указанного критического значения.

4. В целом наибольшие величины энергии соответствуют блокам. расположенным между пунктами Р3 и Р4. что свидетельствует о большей активности северной части разлома А-А и в целом висячего бока.

Проведённый мониторинг на геомеханическом полигоне Центрального рудника ОАО «Апатит» свидетельствуют о том, что массив в пределах контролируемой области заметно реагирует на сейсмические события и соответственно изменяется напряжённо-деформированное состояние отдельных структурных блоков. При этом удаётся выделять структурные блоки, наиболее активно реагирующие на изменение общей геодинамической ситуации, на поверхности – блоки. включающие пункты Р3 и Р4. Продолжение наблюдений и дальнейшее накопление результатов должны показать. в какой мере эти активные блоки можно считать индикаторами состояния всего массива. Не исключено, что именно по их состоянию можно будет судить о тенденциях изменения геомеханической ситуации всего контролируемого района массива пород.

ЛИТЕРАТУРА

Savchenko S. Kasparyan E. The theoretical principles in geomechanical monitoring data processing for a block medium. Proceeding of the International Geomechanics Conference 11-15 June 2007. Nessebar. Bulgaria. V-1 – V-8.

О ВОЗМОЖНОЙ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ РЕАКТИВАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ

В.В. Орлёнок, Г.И. Аносов, М.В .Дробиз

Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, г. Калининград, chernaya@bk.ru

Балтийская синеклиза является западной пограничной частью Восточно-Европейской (Русской) платформы (рис. 1). На западе и северо-западе она граничит с докембрийским кристаллическим щитом Фенноскандии. Наиболее погруженная осевая часть синеклизы расположена в акватории Балтийского моря и имеет север-северо-восточное простирание. Условно граница синеклизы проводится по изолиниям (-1000 м) глубин залегания поверхности кристаллического фундамента. С юго-востока синеклиза ограничивается структурой Белорусско-Мазурской антеклизы. С востока и северо-востока синеклиза ограничена Латвийской седловиной, которая отделяет ее от обширной Московской синеклизы. В очерченных границах площадь Балтийской синеклизы составляет 200 тыс. км^2, из которых более половины приходится на акваторию Балтийского моря.

Формирование Балтийской синеклизы началось в докембрии (венде), она окончательно сложилась преимущественно в среднем девоне. В геологическом строении Балтийской синеклизы участвуют осадочные отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя, которые повсеместно перекрыты ледниковыми образованиями в основном позднего плейстоцена. В пределах Калининградского региона мощность осадочного чехла возрастает с 1500м на севере области до 3500 м на юге и в Гданьской впадине. Наибольшей мощностью характеризуются отложения силура (до 1000 м) и девона (более 400 м).

Важной особенностью описываемой структуры является ее сочленение на западе-юго-западе с пограничными областями Фенноскандии. При этом четко устанавливаются неоднократные изменения тектонических режимов, которые зафиксированы в структуре и в деформациях осадочных слоев различного возраста. Наиболее четкая граница на эволюционной кривой осадочного чехла синеклизы в пределах современного Балтийского моря зафиксирована по кровле силурийских отложений.

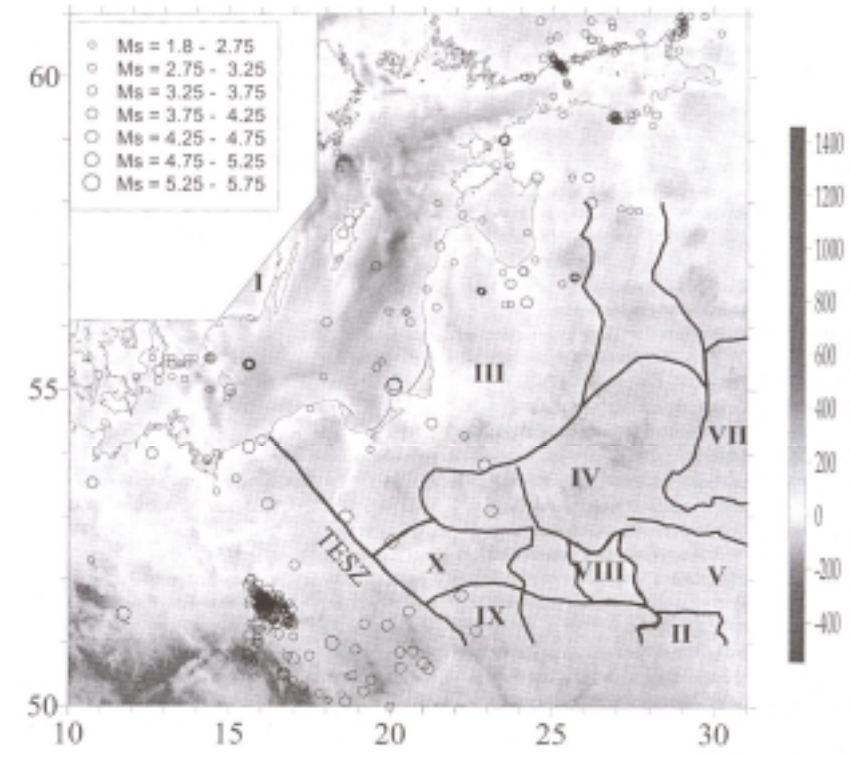


Схема эпицентров землетрясений с элементами геологического строения. Региональные тектонические элементы: I – Балтийский щит; II – Украинский щит; III – Балтийская синеклиза; IV – Белорусская антеклиза; V – Припятская впадина; VI – Латвийская седловина; VII – Московская синеклиза; VIII – Польская седловина; IX – Volhyn Depression; X – Podlask-Brest Depression

Рис. 1. Тектоническая схема и сейсмичность Балтийской синеклизы [Лутиков и др., 2005]

В пределах Балтийской синеклизы установлены противоположно направленные и различные по модулю значения вертикальных движений земной коры. По данным нивелировок на суше и наблюдениях на уровенных постах за 1899-1970 гг. южный край синеклизы в Балтийском море опускается на 1.5-2 мм/год [Географический…, 2002, с.39], тогда как северный край поднимается на 10 и более мм/год. Поэтому большое количество разломов, являющихся границами крупных и мелких структур Балтийской синеклизы, создают тектоническую напряженность и, как следствие, скрытую или умеренно выраженную сейсмичность. Более того, судя по характеру вариаций мощностей осадочных слоев по вертикали и сегментированию мощностей по горизонтали, такие изменения могут иметь причину сейсмического происхождения [Mörner, 1985].

Широко известно устоявшееся мнение, что на платформах не могут происходить сильные, тем более, катастрофические землетрясения. Там, где случались и случаются такие события, землетрясения практически всегда оказывались неожиданными, так как исследованию сейсмичности на платформах не уделялось достаточного внимания в связи с редкостью возникновения и длительными сроками повторяемости сейсмических событий. Тем не менее, следует напомнить о таких сильных событиях в платформенных областях как 11-балльное 1556 г. и 12-балльное 1920 г на Китайской платформе, 9-10-балльные Нью-Мадридские землетрясения 1811-1812 гг на Северо-Американской платформе. На территории Восточно-Европейской платформы наиболее значительные землетрясения относятся к историческому периоду. В XVI-XIX вв. здесь известны достаточно сильные сейсмические события с силой сотрясения до 6-8 баллов [Землетрясения…, 2007]. Более того, изучение палеодеформаций, которые с достаточной уверенностью отождествляются с палеосейсмическими дислокациями, свидетельствуют о реализации в прошлом в окраинных регионах Балтийского щита сейсмических событий с магнитудой до 8 по магнитудной шкале Рихтера [Mörner et al, 1981; Mörner, 1985].

Самое последнее из значительных событий, относящееся к Балтийской синеклизе, произошло 21 сентября 2004 г на Самбийском полуострове Калининградской области, зафиксировано 3 подземных толчка, самый сильный имел магнитуду около 5.4 (схемы распределения балльности землетрясения приведены на рис.2). Предыдущее известное сейсмическое событие произошло 28 лет назад – в 1976 году случились подземные удары силой 4.7 по шкале Рихтера на эстонском острове Осмуссааре. Однако в последнее время в материалах электронных СМИ с завидной частотой начали появляться сообщения о тектонических землетрясениях в границах Балтийской синеклизы – 27.07.2009 магнитудой 3.4 в Латвии [В Латвии…, 2009], 28.01.2005 магнитудой 3.8 в Эстонии [В Эстонии…, 2005] и др. Кроме того, появляется множество указаний о землетрясениях «доинструментального» периода (мониторинг с помощью приборов в Балтийском регионе начался лишь 60 лет назад). Представляемые данные составлены по историческим описаниям. В 1302 г вдоль побережья Куршской косы (Калининградская область), в 1328 г. в Скирснямунии (Литва), в 1616 г в Латвии, в 1908 г. в Даугавпилсе (Латвия) происходили события, запечатленные в хрониках и летописях [Землетрясение…, 2008]. По мнению В.Н. Никулина [Землетрясение…, 2011] «землетрясение, произошедшее 21 сентября 2004 года в Калининградской области, заставляет пересмотреть ранее существующее мнение о сейсмической ситуации Балтийского региона. До сих пор наибольшая магнитуда землетрясений в этом районе достигала 4.6-4.8, в то время как магнитуда последнего Калининградского землетрясения составила около 5.4. Так что магнитуду сейсмической активности для всего Балтийского региона предлагается считать не ниже 5.0».

Анализ доступных геофизических материалов показал, что на фоне достаточно больших объемов изучения юго-восточной Балтики геофизическими методами, которые выполнялись мелкомасштабными наблюдениями, собственно территория Калининградского региона остается в рамках глубинного строения в значительной степени «белым пятном» [Отчет…., 2007]. Вместе с тем, понимание внутренней структуры вероятностных сейсмогенных узлов было бы не полным без изучения прилегающих территорий. С этой целью необходимо кратко описать имеющиеся данные.

Качественное сопоставление схем изученности геофизическими методами районов Фенноскандии и Балтии, а так же гравитационных наблюдений показывает их удовлетворительную сходимость и подчеркивают аномальные локальные структуры полей для района центральной части Куршской косы: высокоградиентную зону геомагнитного поля, которая разделяет тело косы на юго-западную и северо-восточную части [Орленок и др., 1993].

Вместе с тем, хорошо известно [Гзовский, 1975], что тектонические процессы являются источниками и следствиями существенных изменений приповерхностных структур и характерной

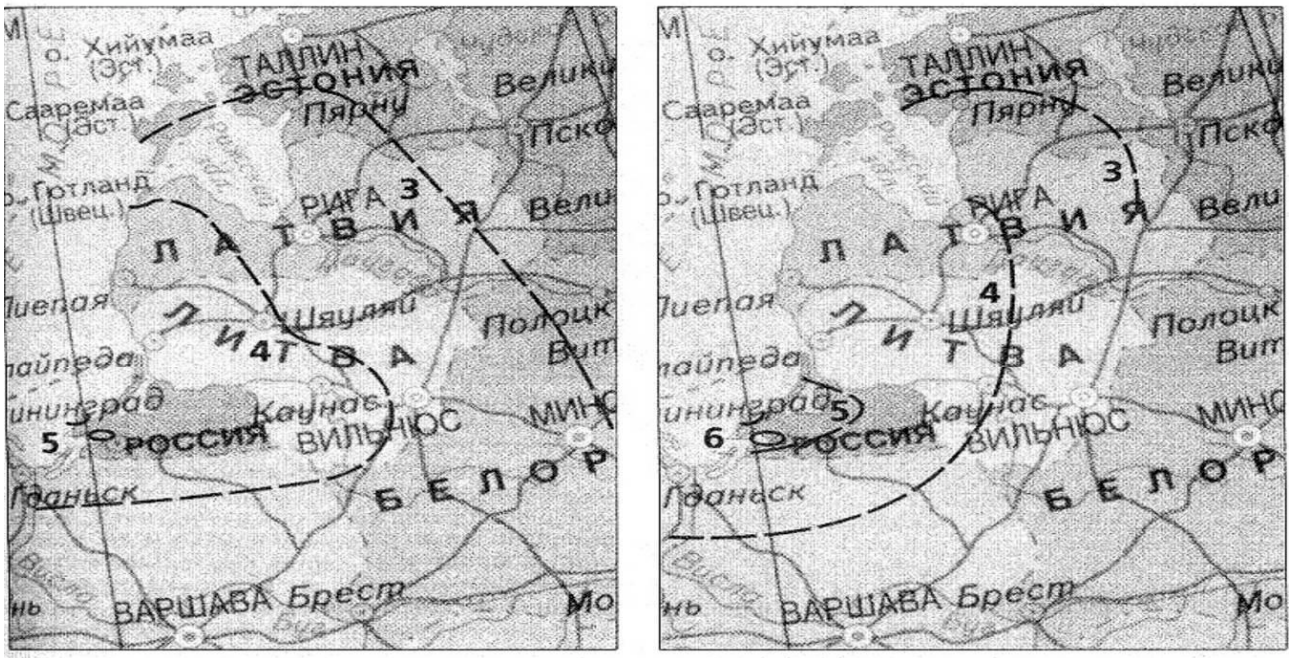


Рис. 2. Одна из первых схем сейсморайонирования после землетрясения 2004 г [Никонов, 2007]

концентрации плотностных неоднородностей, видимой формой которых являются неоднородности рельефа. Гравитационные аномалии (в первую очередь локальные) содержат информацию о скрытых неоднородностях, например, о неоднородностях осадочного чехла и фундамента, а также о конфигурации разломных зон. По мнению М.К. Кабана «давно известно, что разломы земной коры проявляются, как правило, зонами повышенных значений горизонтальной составляющей градиентов аномалий силы тяжести» [Кабан, 2001].

Зона Торнквиста имеет глубинное заложение и контролирует структуры земной коры и верхней мантии с резко отличными геологическими и геофизическими параметрами. Более того, сопоставление серии аналогичных разрезов и схем позволяет выявить иерархию неоднородностей связанных с ними структур коры и мантии, а также показать генетическую связь глубинных и приповерхностных тектонических разломов. С этих позиций, выделенная В.В.Орленком [Орленок и др., 1993] Готланд – Неманская (Неманская по Bogdanova et al., 1994) тектоническая зона, проявляющаяся в геомагнитном поле узкой полосой высокого градиента, а в разрезе земной коры — нарушениями корреляции сейсмических разделов, имеет несомненно глубинное заложение.

Измерения современных движений дневного рельефа Земли в районах подъема Балтийского щита выполняются длительное время различными способами, главные их которых многократное высокоточное нивелирование на длинных профилях и мареографические наблюдения [Якубовский, 1965]. В районе Куршской косы наблюдается не только плавное поднятие северо-восточного окончания Куршской косы, но и не меньшее по амплитуде опускание ее юго-западного корневого основания. Таким образом, Готланд-Неманское тектоническое нарушение контролирует здесь не только геологические структуры, но и является своеобразной шарнирной частью разнонаправленных (встречных) вертикальных движений. Это находит проявление и в местной сейсмичности.

По данным геологических съемок устанавливается наложенная четкая ритмичность вертикальных движений, которая прослеживается в геологическом разрезе четвертичных отложений юго-восточной Балтики [Гуделис, 1965]. В свою очередь, эта ритмичность обуславливает перемежаемость отложений с повышенными и с пониженными физико–механических параметрами.

Совокупность материалов изучения неотектонических движений и вещественного состава геологических образований становятся основой сейсмотектонических построений, что позволяет проводить оценку [Рейснер, 2000] сейсмического потенциала заданного региона. Такие оценки были сделаны [Гарецкий и др., 1997; Айзберг и др., 1997] и для Калининградской области, которые были частично реализованы сейсмическими толчками Калининградского 2004 года землетрясениями. Вместе с тем, прогностические оценки достигали возможных магнитуд до 6.4 единиц по шкале

Рихтера, что значительно превышает реализованные события и оставляет ощущение ожидаемой опасности.

Вместе с тем, практически всегда игнорируется тот факт, что часть Балтийской синеклизы на территории Калининградской области представляет собой пограничную с Западно–Европейской платформой структуру. Возможно поэтому, этот участок Балтийской впадины достаточно часто включают в состав Польско–Литовской впадины, преимущественная область которой совпадает с Западно–Европейской платформой [Гуделис, 1973].

В связи с таким географическим и структурным положением геология и тектоника Калининградского региона должны сохранять черты платформы, и то же время подчиняться геодинамическим процессам окраинной, припограничной структуры. Последнее достаточно хорошо иллюстрируется в геометрии и в численности (плотности) разломных зон, простирание и внутренняя тонкая структура которых соответствуют области сочленения разновозрастных Восточно-Европейской и Западно–Европейской платформ.

Плитовый (платформенный) этап развития рассматриваемой части Балтийской синеклизы, как и всей Восточно-Европейской платформы определяется колебательными вертикальными движениями и ледниковым «выравниванием» поверхностного рельефа [Гуделис, 1973; Гарецкий, 1999], особенно проявляющимся в прибрежных районах Балтийского моря. В работах указывается, например, что в центральной части Куршской косы длительное время существует аномальная с тектонической точки зрения узкая полоса с разнонаправленными трендами движений. Ее аномальность подтверждается не только наличием древнего и глубокого заложения тектонического нарушения, но и сопровождается резкими изменениями в геологическом вертикальном разрезе вплоть до современных припочвенных отложений. «Несомненно, что современные движения представляют собой колебательные движения земной коры разной амплитуды, скорости и периода, которые интерферируя между собой, в течение более длительного времени проявляются в виде результирующего поднятия или опускания той или другой части земной коры» [Гуделис, 1973, стр. 244]. Представляется, что трудно сформулировать иными словами сейсмогенный потенциал применительно к Готланд – Неманской активной по всем параметрам тектонической зоне.

Таким образом, на основании рассмотренных геофизических данных можно предположить реактивацию тектонических процессов Балтийской синклинали. С точки зрения долгосрочного прогноза, можно говорить [Аносов, Чугаевич, 2011] о существовании вероятности реализации значимого события в Готланд–Неманской зоне разломов в обозримом будущем с магнитудой не менее 6 по шкале Рихтера.

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р. Е.,Аронов А.Г., Горецкий Р. Г., Карабанов Сафронов О. Н. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // Литосфера. Наук. часопик.1997. № 7. С. 5–17.

Аносов Г.И., Чугаевич В.Я. Сейсмический потенциал Калининградской сейсмогенной зоны // Горный журнал. 2011. № 2. С.81–83.

В Латвии произошло первое в истории землетрясение [Электронный ресурс] // Интернет-журнал «Новая политика». 04.08.2009. URL: http://www.novopol.ru/-v-latvii-proizoshlo-pervoe-v-istorii-zemletryasenie-text72845.html (дата обращения 14.05.2011).

В Эстонии произошло землетрясение [Электронный ресурс] // Нарвский интернет портал «Seti.ee». 30.01.2005. URL: http://www.seti.ee/modules/AMS/article.php?storyid=80 (дата обращения 14.05.2011).

Гарецкий Р.Г. Осадочные бассейны древних платформ // Вестник ОГГГГН РАН. 1999. № 4(10). (htpp://www.segic.ru/russian/cp1251/h-dgggms/).

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. С., Аронов А. Г., Карабанов А.К., Сафронов О. Н. Общее сейсмическое районирование Беларусско-Прибалтийского региона // Докл. АН Беларуси. 1997. 41, № 4. С. 98–103.

Географический атлас Калининградской области / Гл. редактор *В.В. Орленок.* Калининград: Изд-во КГУ, ЦНИТ. 2002. 276 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 375 с.

Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: из-во «Минтис». 1973. 264 с.

Землетрясения в Латвии [Электронный ресурс] // Pribalt.info – Информационный новостной сайт Латвии. 05.02.2008. URL: http://pribalt.info/abc.php?month=2&news=164 (дата обращения 14.05.2011.

Землетрясения в Японии и Литве [Электронный ресурс] // Интернет-версия газеты «Обзор». 2011. № 742. 30.03.2011. URL: http://www.obzor.lt/news/n1984.html (дата обращения 14.05.2011).

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. *Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина* // Кн.1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. 381 с.

Лутиков А.И., Юнга С.Л., Кофф Г.Л., Гутер Б. Информационные основы и предпосылки уточнения исходной сейсмичности южной Прибалтики // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. Сб. трудов (вып. 6). М.: 2005. С. 106–111.

Никонов А.А. , Энман С.В. Анализ вертикальных движений земной коры в период Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года (по уровнемерным данным) // Физика Земли. 2007. № 6. С. 52–65.

Орленок В.В., Линдин М.И., Студеничник Н.В. Петрофизика дна Балтийского моря. Калининград: Изд-во КГУ, 1993. 160 с.

Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А., Николаев В.Г. и др. Отчет по теме «Сейсмотектонические исследования для размещения пункта строительства Калининградской АЭС (договор № УОП – 04\01-2007)». Москва, фонды ИГЭ РАН. 2007.

Рейснер Г.И. Экстрарегиональный (внерегиональный) сейсмотектонический метод оценки сейсмического потенциала (M_{max}) // Природные опасности России. Сейсмические опасности (авторы: Соболев Г.А., Аносов Г.И., Аптикаев Ф.Ф. и др.). 2000. С. 59–63.

Babel Working Group Deep seismic reflection/refractuin interpretation pf the crustal structure along BABEL, profiles A and B in the southern Baltic sea // Geophys.J.Intern. 1993. Vol. 112. P. 325–343.

Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Paleoprotorozoic U-Pb zircon ages from Belorusia: new geodynamic implications for the East European Craton. // Precam. Res. 1994. Vol. 68, No. 1–4. P. 231–240.

Luosto N. Structure of the Earth's crust in Fennoscandia as revealed from refraction abd wide-angle reflection studies // Geophysics. 1997. Vol. 33. P. 3–16.

Mörner N.-A., Lagerlund E., Bjŏrck S. Neotectonics in Province of Bleking // Z. Geomorphol. 1981. Vol. 40. P. 55–60.

Mörner N.-A. Paleoseismicity and Geodynamics // Tectonophysics. 1985. Vol. 117. P. 139–153.

ДИНАМИКА ГЕОФЛЮИДОВ В ЗОНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ЮЖНО-САХАЛИНСКОМ ГРЯЗЕВОМ ВУЛКАНЕ)

В.В. Ершов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, ershov@imgg.ru

Центрально-Сахалинский (Тымь-Поронайский) взбросо-надвиг является одной из самых крупных и известных дизъюнктивных дислокаций о-ва Сахалин [Мельников, 1987; Мельников, 2002]. Он имеет общее меридиональное простирание, протягиваясь практически вдоль всего о-ва Сахалин. По взбросо-надвигу с запада на восток меловые отложения взброшены или надвинуты на палеоген-неогеновые отложения. Плоскость сместителя наклонена на запад под разными углами – от 20^o до 80^o. С глубиной предполагается выполаживание наклона поверхности сместителя.

Центрально-Сахалинский разлом сопровождается системами оперяющих разрывов. Преобладают косо ориентированные к основному разлому оперяющие разрывы. В надвинутом крыле некоторые из них переходят в поперечные к основному разлому, а в поднадвиговом крыле – в параллельные к нему. С подвижками по Центрально-Сахалинскому и оперяющим его разломам связывается высокая сейсмическая активность на юге о-ва Сахалин [Сафонов, 2008].

По геодезическим данным на всем протяжении о-ва Сахалин преобладают деформации субширотного сжатия, повсеместно сопровождаемые правосторонним сдвигом [Прытков, 2008]. Скорость сжатия в южной части острова за инструментальный период наблюдений 1999-2005 гг составляет 5-6 мм/год. Деформации правостороннего сдвига происходят здесь со скоростью 2-3 мм/год.

К Центрально-Сахалинскому разлому приурочены Пугачевские грязевые вулканы и грязевой вулкан Восточный в Макаровском районе и Южно-Сахалинский грязевой вулкан в Анивском районе [Мельников, 1987; Мельников, 2002]. Объемы грязевулканической брекчии, выбрасываемой на земную поверхность при извержениях этих вулканов, составляют по порядку величины от 10^2 до 10^5 $м^3$. Периодичность извержений также различна для разных вулканов и составляет от одного года до нескольких десятков лет. Одним из наиболее крупных, активных и изученных вулканов является Южно-Сахалинский грязевой вулкан, который и является основным объектом настоящих исследований. Достоверно зафиксированы сильные извержения этого вулкана в 1959, 1979 и 2001 гг. Относительно слабое извержение произошло в промежутке времени между 1994 и 1996 гг.

Одним из аспектов исследований грязевого вулканизма является изучение его связи с региональной сейсмичностью [Осика, 1981; Астахов и др., 2002; Martinelli, Dadomo, 2005; Yang et al., 2006; Mellors et al., 2007; Bonini, 2009; Manga, 2009]. Предполагается, что поскольку грязевые вулканы приурочены к разломным зонам, которым они, вероятно, и обязаны своим происхождением, то различные параметры деятельности грязевых вулканов зависят, в частности, от активности контролирующих их разломов. Другими словами, грязевые вулканы могут являться индикатором геодинамики земных недр, реагируя на изменения поля тектонических напряжений в земной коре. Широко обсуждается триггерный механизм связи между сильными землетрясениями и извержениями грязевых вулканов. Кроме того, интенсивные потоки флюидов в грязевых вулканах оказывают воздействие на реологические свойства пород в зоне разлома, что может влиять на сейсмичность в регионе. В настоящее время эти проблемы являются недостаточно изученным, оставаясь во многих случаях на уровне разного рода допущений и предположений.

Лабораторией современных движений земной коры института морской геологии и геофизики ДВО РАН в 2005-2008 гг были проведены высокоточные GPS наблюдения в окрестностях Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Здесь в 2005 г была построена локальная геодезическая сеть из пяти пунктов, контролирующая основные разрывные нарушения в зоне Центрально-Сахалинского взбросо-надвига (рис.1). Геодезические измерения проведены в осенний период в 2005, 2006 и 2008 гг. Для всех эпох наблюдений в качестве опорной станции использовался пункт 01.

Скорости горизонтальных деформаций земной поверхности в окрестностях вулкана достаточно небольшие. Статистически значимо определены скорости восточного направления для пунктов 03 и 04, расположенных на западном крыле Центрально-Сахалинского разлома. Скорости смещения пунктов 02 и 05, которые расположены на восточном крыле разлома, не превышают двух среднеквадратических ошибок. Таким образом, в окрестностях вулкана происходят деформации сжатия вкрест Центрально-Сахалинского разлома, которые сопровождаются небольшими

сдвиговыми деформациями. Полученные данные неплохо согласуются с данными о региональных деформациях южной части о-ва Сахалин, особенности которых указаны выше.

С гораздо большей интенсивностью в окрестностях вулкана происходят вертикальные деформации земной поверхности. Севернее вулкана западное крыло Центрально-Сахалинского разлома – пункт 04 – испытывает поднятие со скоростью около 64 мм/год, в то время как пункт 05, расположенный на восточном крыле разлома, относительно стабилен. Южнее вулкана вертикальные движения имеют противоположный характер – западное крыло разлома (пункт 03) опускается относительно восточного (пункт 02) со скоростью около 23 мм/год. По нашему мнению, высокая интенсивность и неоднородный характер вертикальных деформаций в окрестностях вулкана обусловлены деятельностью самого вулкана – вертикальной миграцией флюидов по разлому.

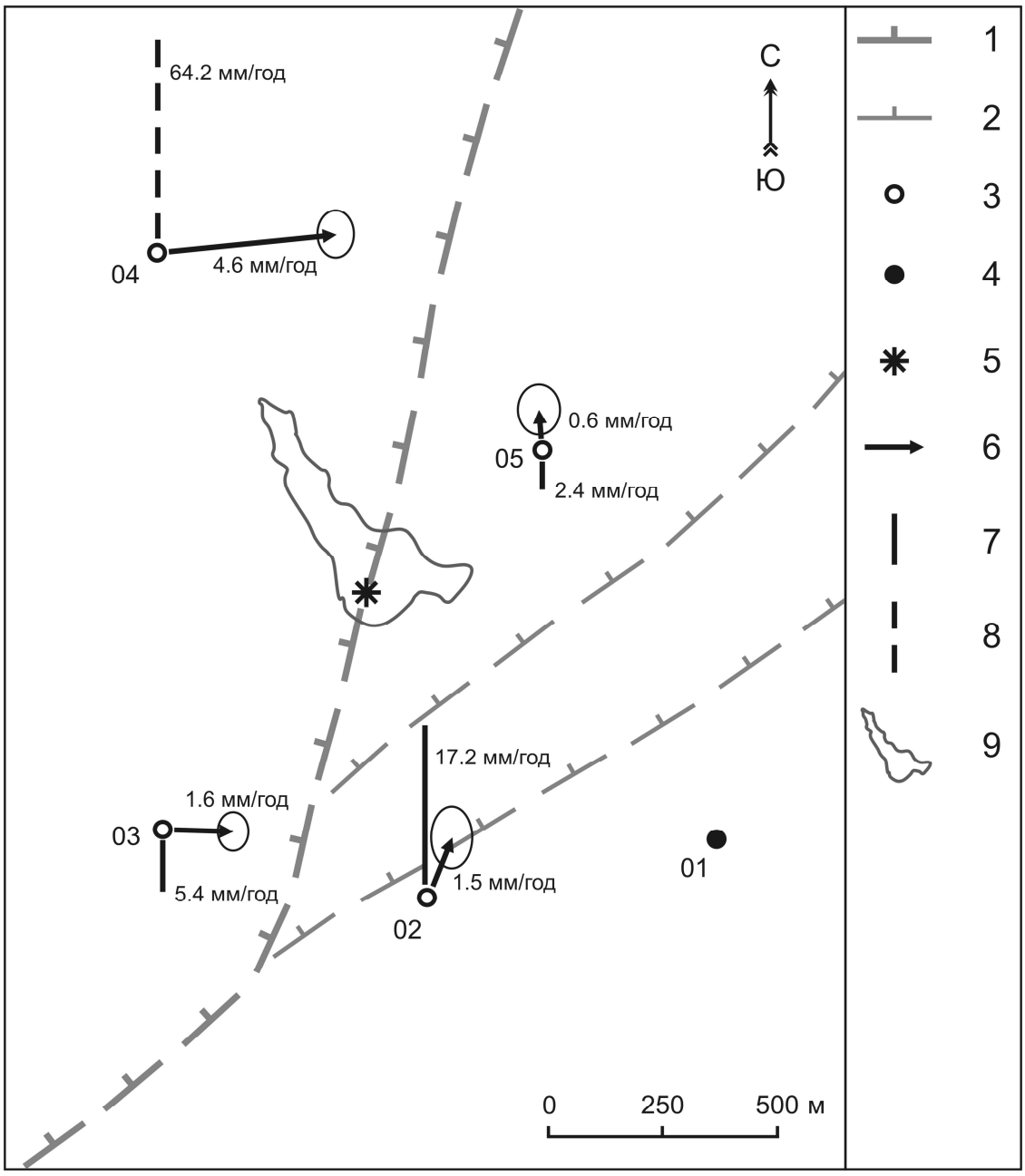


Рис. 1. Схема деформаций земной поверхности в окрестностях Южно-Сахалинского грязевого вулкана по данным GPS наблюдений за период 2005-2008 гг. Обозначения: 1 – основной сместитель Центрально-Сахалинского разлома; 2 – второстепенные разрывные нарушения; 3 – пункты GPS наблюдений; 4 – опорный пункт GPS наблюдений; 5 – главный грифон вулкана; 6 – скорости горизонтальных деформаций (с 1-σ доверительным эллипсом); 7 – скорости вертикальных деформаций; 8 – внемасштабное изображение для скорости вертикальных деформаций; 9 – контур современного грязевого поля вулкана

При финансовой поддержке РФФИ в 2005-2007 гг нами организованы и проведены длительные мониторинговые наблюдения на Южно-Сахалинском грязевом вулкане за дебитом, химическим и изотопным составом свободных газов, температурой и элементным составом водогрязевой смеси [Мельников и др., 2008; Ершов и др., 2008; Шакиров, Ершов, 2009; Ершов и др., 2010б; Мельников, Ершов, 2010]. По результатам этих наблюдений установлены аномальные изменения в грифонной деятельности вулкана, обусловленные сейсмической активизацией южной части о-ва Сахалин летом 2006 и 2007 гг. Для Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г с магнитудой $M_S = 5.6$ эпицентральное расстояние до вулкана составило около 85 км, для Невельского землетрясения 02 августа 2007 г с магнитудой $M_W = 6.2$ это расстояние составило около 65 км. Оба землетрясения являются коровыми и считаются связанными с Западно-Сахалинской системой разломов.

После указанных землетрясений в одних грифонах наблюдались положительные аномалии температуры водогрязевой смеси, а в других – отрицательные. Практически для всех грифонов отмечалось увеличение дебита свободных газов. В активных грифонах произошло сильное изменение густоты водогрязевой смеси вплоть до вязкой пластичной массы. Соответственно, для таких грифонов значительно уменьшилось количество изливаемой ими водогрязевой смеси. Изменился химический состав свободных газов в грифонах, среди которых преобладают метан и углекислый газ. После землетрясения доля первого в общем составе увеличилась, а доля второго – уменьшилась. Далее во всех грифонах, для которых проводились наблюдения, отмечалась четко выраженная тенденция к возвращению в состояние с исходным химическим составом. Время релаксации, под которым понимается время, затрачиваемое для возвращения в состояние с начальным химическим составом, составляет несколько месяцев. Изотопный состав углерода метана и углекислого газа практически одинаков до и после землетрясения. В активных грифонах после землетрясения произошло также изменение элементного состава водогрязевой смеси, в частности увеличилось содержание кальция, железа, магния и марганца. Хотя нужно отметить, что подобные локальные максимумы указанных элементов наблюдались и для других интервалов времени, в которые не происходило каких-либо сильных сейсмических событий. Все перечисленные аномалии наблюдались не в одном, а сразу в нескольких грифонах, что, безусловно, повышает достоверность выявленных нами аномалий.

Грязевые вулканы, как правило, приурочены к определенным разломным зонам. Общепринято, что разломные зоны обладают повышенной флюидопроницаемостью и, соответственно, являются путями миграции глубинных флюидов на поверхность Земли. В связи с этим влияние эндогенных процессов на деятельность грязевых вулканов, а также многих других природных флюидодинамических систем, традиционно объясняется перемещением флюидов из нижних горизонтов в верхние с последующим смешиванием флюидов разного состава. С этих позиций можно было бы дать, например, такое объяснение наблюдаемым аномальным изменениям в деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана. После землетрясения происходит повышение пластового давления флюидов и увеличение проницаемости подводящего канала вулкана. Соответственно происходит интенсивный подток к дневной поверхности глубинных флюидов, который и вызывает аномалии различных наблюдаемых параметров. Это приведет к увеличению дебита свободных газов в грифонах. Поскольку газы глубинного происхождения могут иметь иной химический состав, то из-за этого изменится соотношение метана и углекислого газа в составе свободных газов. Так как глубинные флюиды являются более горячими, то их интенсивный вынос на дневную поверхность приведет к увеличению температуры водогрязевой смеси в грифонах. Поскольку глубинные воды могут иметь более высокую минерализацию, то при их перемещении в области разлома с более низкими температурами и давлениями будет происходить осаждение растворенных элементов. Другими словами, на дневной поверхности будет происходить накапливание этих элементов в водогрязевой смеси.

Однако данное объяснение нельзя признать удовлетворительным. После землетрясения в грифонах наблюдались не только положительные температурные аномалии, но и отрицательные. Очевидно, что подъем с глубины горячих флюидов не может вызвать отрицательные температурные аномалии. Стабильность изотопного состава углерода свободных газов также не подтверждает гипотезу о дополнительном подтоке глубинных флюидов. Кроме того, следует учитывать, что скорость движения флюидов по разлому конечна и не может быть очень большой. Так, например, математическое моделирование теплопереноса в каналах грифонов показывает, что дополнительный приток после землетрясения глубинных флюидов приводит к возникновению положительных температурных аномалий со значительным запаздыванием – через 10-30 суток после сейсмического события [Ершов и др., 2010а]. Этот результат противоречит натурным данным, согласно которым

такие аномалии формируется в течение нескольких суток после землетрясения. Все эти факты заставляют искать другое объяснение изменениям в деятельности грязевых вулканов, которые наблюдаются после землетрясений.

Согласно нашим представлениям деятельность грязевого вулкана обусловлена истечением газа из газовой залежи через разлом, который является подводящим каналом вулкана (рис. 2). Мигрирующий вверх по разлому газ упирается в толщу грязевулканической брекчии, которая перекрывает канал вулкана. С ростом давления газа происходит вытеснение водогрязевой смеси из канала, которое продолжается до момента извержения вулкана. После этого происходит сброс давления газа, подводящий канал заполняется водогрязевой смесью из окружающих осадочных толщ и начинается подготовка нового извержения вулкана. В работах [Доманский, Ершов, 2009; Доманский, Ершов, 2011] нами выполнено математическое моделирование описанных флюидодинамических процессов. Отметим, что представленная схема строения и деятельности грязевого вулкана является идеализированной, и в действительности возможно, например, наличие нескольких грязевулканических резервуаров.

В рамках предложенной математической модели получено решение обратной задачи по определению глубины залегания газовой залежи газа и корней вулкана. Согласно расчетам для Южно-Сахалинского грязевого вулкана источник газа залегает на глубине L_1=7-10 км, а корни вулкана – на глубине L_2=3.5-5 км. Отметим, что полученные оценки для глубины залегания источник газа хорошо согласуются с данными по изотопии углерода грязевулканических газов.

Процесс вытеснения газом водогрязевой смеси в подводящем канале грязевого вулкана описывается на основе нестационарных уравнений двухфазной фильтрации несмешивающихся жидкостей с учетом капиллярных сил (модель Маскета-Леверетта). Поскольку в модели предполагается, что газ и водогрязевая смесь являются несмешивающимися жидкостями, то слой водогрязевой смеси считается полностью непроницаемым для газа. Однако необходимо учитывать и другие механизмы миграции флюидов в канале вулкане. Речь идет о растворении газа в водогрязевой смеси и дальнейшем его переносе в растворенном виде путем молекулярной и конвективной диффузии. С течением времени столб водогрязевой смеси насыщается растворенным газом. Когда концентрация растворенного газа превышает некоторое значение, которое является предельным для данных термобарических условий, то происходит выделение части растворенного газа в свободную фазу. Часть растворенного газа выделяется в свободную фазу также при декомпрессии, которая возникает при подъеме водогрязевой смеси по разлому. Большое количество растворенного в водогрязевой смеси углекислого газа способствует интенсивному гидролизу вмещающих алюмосиликатных пород с образованием гидрокарбонатов кальция, железа, магния и марганца. Последние также мигрируют на значительные расстояния вверх по разлому.

Известно, что объем растворенного в жидкости газа пропорционален давлению газа. Сейсмические волны от землетрясения, проходя через грязевой вулкан, вызывают перепад давления в подводящем канале вулкана. В водогрязевой смеси находится во взвешенном состоянии большое количество частиц горных пород, то есть для водогрязевой смеси характерна высокая концентрация зародышей кавитации. Отсюда следует, что сейсмическое воздействие от землетрясения на подводящий канал грязевого вулкана может вызвать акустическую кавитацию – разрыв сплошности водогрязевой смеси и появление парогазовых пузырьков. Часть растворенного газа перейдет в свободную фазу, что и приведет к наблюдавшемуся увеличению дебита свободных газов в грифонах. Изменится также и химический состав свободных газов. В работе [Доманский, Ершов, 2010] нами сделаны оценки для изменения дебита и химического состава свободных газов в грифонах вулкана после сейсмического воздействия. Воздействие в первом приближении моделируется плоской продольной монохроматической волной. Полученные оценки для изменения состава свободных газов неплохо согласуются с натурными данными.

Указанная выше тенденция к постепенному восстановлению прежнего химического состава, наблюдаемая в течение нескольких месяцев после землетрясения, отражает, по нашему мнению, процесс повторного насыщения водогрязевой смеси растворенным газом, который поступает из питающей вулкан газовой залежи. Отсюда следует, что в течение этих нескольких месяцев грязевой вулкан будет слабо чувствителен к последующим возможным землетрясениям в регионе.

Уменьшение в водогрязевой смеси концентрации растворенного углекислого газа приводит к смещению химического равновесия в растворе, разрушению гидрокарбонатов и образованию карбонатов, среди которых в первую очередь осаждаются малорастворимые карбонаты кальция, железа, магния и марганца. В результате после землетрясения водогрязевая смесь становится более густой и в ней повышается содержание указанных элементов. Увеличение вязкости водогрязевой

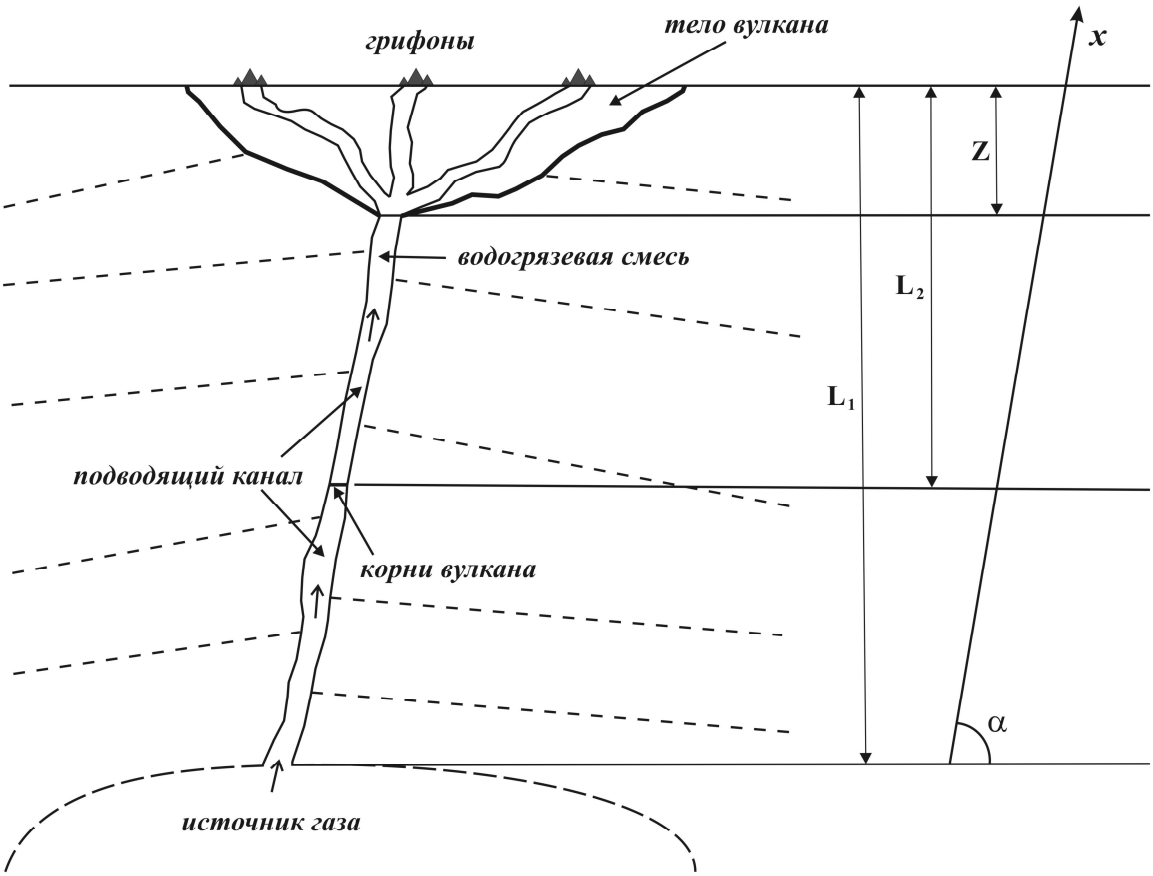


Рис. 2. Схема внутреннего строения грязевого вулкана. Здесь α – угол падения разломной зоны; L_1 – глубина залегания источника газа; L_2 – глубина залегания корней вулкана; Z – мощность тела вулкана

смеси приводит к уменьшению количества водогрязевой смеси, которую изливает грифон. В некоторых случаях существенное повышение интенсивности дегазации в грифоне, несмотря на увеличение вязкости водогрязевой смеси, приводит к увеличению количества изливаемой водогрязевой смеси.

В работе [Ершов и др., 2010а] показано, что вариации скорости движения смеси в грифонных каналах приводят к аномальным изменениям температуры водогрязевой смеси. Увеличение скорости движения приводит к появлению отрицательных температурных аномалий, а уменьшение скорости – к появлению положительных температурных аномалий.

Таким образом, из всего сказанного следует, что наблюдаемые после землетрясения аномалии в деятельности грязевого вулкана можно объяснить взаимодействием «вода–порода–газ» в подводящем канале вулкана без привлечения гипотезы о подтоке глубинных флюидов. Грязевые вулканы, как и многие другие природные флюидодинамические системы, не следует рассматривать только как пути миграции глубинных флюидов, то есть как пассивные геологические структуры. Разломы, которые и являются подводящими каналами грязевых вулканов, необходимо рассматривать как активные физические и геологические тела. В разломах протекают собственные физико-химические процессы, которые следует более полно учитывать при моделировании деятельности различных флюидодинамических систем и интерпретации натурных данных. Только в этом случае возможны дальнейшие успехи в познании механизмов связи между деятельностью флюидодинамических систем и геодинамическими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А. и др. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга Южно-Сахалинского грязевого вулкана в июле-августе 2001 г.) // ДАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 223-228.

Доманский А.В., Ершов В.В. Математическое моделирование геофлюидодинамических процессов, протекающих в грязевулканических структурах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 470-481.

Доманский А.В., Ершов В.В. Моделирование сейсмического воздействия на динамику грязевулканических процессов // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 94-100.

Доманский А.В., Ершов В.В., Левин Б.В. Математическая модель неустановившихся течений геофлюидов при грязевулканических процессах // ДАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 107-110.

Ершов В.В., Доманский А.В., Левин Б.В. Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана // ДАН. 2010а. Т. 435. № 3. С. 384-389.

Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводолитокластитового (грязевого) вулкана // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 533-537.

Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010б. № 42. С. 49-57.

Мельников О.А. Дислокации и сейсмичность южной части зоны Тымь-Поронайского взбросо-надвига // Тектоника, геодинамика, магматизм, металлогения и сейсмичность Тихоокеанского сегмента Земли: сборник статей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2002. С. 50-88.

Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.

Мельников О.А., Ершов В.В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 87-93.

Мельников О.А., Ершов В.В., Ким Ч.У., Сен Р.С. О динамике грифонной деятельности газоводолитокластитовых («грязевых») вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 25-41.

Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука. 1981. 204 с.

Прытков А.С. Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений. Автореф. дисс. … канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2008. 22 с.

Сафонов Д.А. Динамика сейсмичности южного Сахалина на основе современных инструментальных и макросейсмических данных. Автореф. дисс. … канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2008. 24 с.

Шакиров Р.Б., Ершов В.В. Изменчивость газогеохимических параметров грязевых вулканов о. Сахалин // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сборник материалов III Сахалинской молодежной школы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2009. С. 81-91.

Bonini M. Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 723-735.

Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1785-1798.

Martinelli G., Dadomo A. Mud volcano monitoring and seismic events // Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Baku, Azerbaijan, 20-22 May, 2003. Dordrecht: Springer. 2005. P. 187-199.

Mellors R., Kilb D., Aliyev A. et al. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. doi: 10.1029/2006JB004489.

Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and applied geophysics. 2006. Vol. 163. P. 693-709.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ХИБИНСКОЙ И ЛОВОЗЕРСКОЙ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Д.В. Жиров [1], А.В. Фёдоров [2], А.М. Жирова [1]

1 – Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru
2 – Кольский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), г. Апатиты, andrey_v_fedorov@inbox.ru

Общие сведения. Хибинская и Ловозерская природно-технические системы (ПТС) расположены в центральной части Кольского полуострова и включают несколько крупных действующих горнопромышленных предприятий, а также пока еще неосвоенных месторождений (рис. 1). В Хибинах добываются комплексные апатит-нефелиновые руды, в Ловозерском массиве - руды редких и редкоземельных металлов. Крупнейшими техногенными объектами Хибинской ПТС являются: Кировский, Юкспорский и Расвумчоррский подземные рудники и их отвалы, карьеры Саамский, Центральный, Коашва, Ньоркпахк, Олений Ручей и их отвалы, апатит-нефелиновые фабрики (АНОФ) № 2 и № 3 и их хвостохранилища, а также Апатитская ТЭЦ и складированные отходы её деятельности (шлаки, зола). Для Ловозерской ПТС таковыми являются: законсервированный рудник Умбозеро (обогатительный участок, шахта, отвалы), а также рудник Карнасурт, отвалы и хвосты вблизи пос. Ревда [Пожиленко и др., 2002].

Сейсмичность Кольского региона, Хибинской и Ловозерской ПТС. Общеизвестно, что Кольский полуостров не входит в число сейсмически опасных регионов России. Так в соответствии с прогнозной картой ОСР-97-В вероятность превышения расчётной интенсивности сотрясений в 6 баллов по шкале MSK-64 в течение 50 лет составляет 5%, а средний период повторяемости -

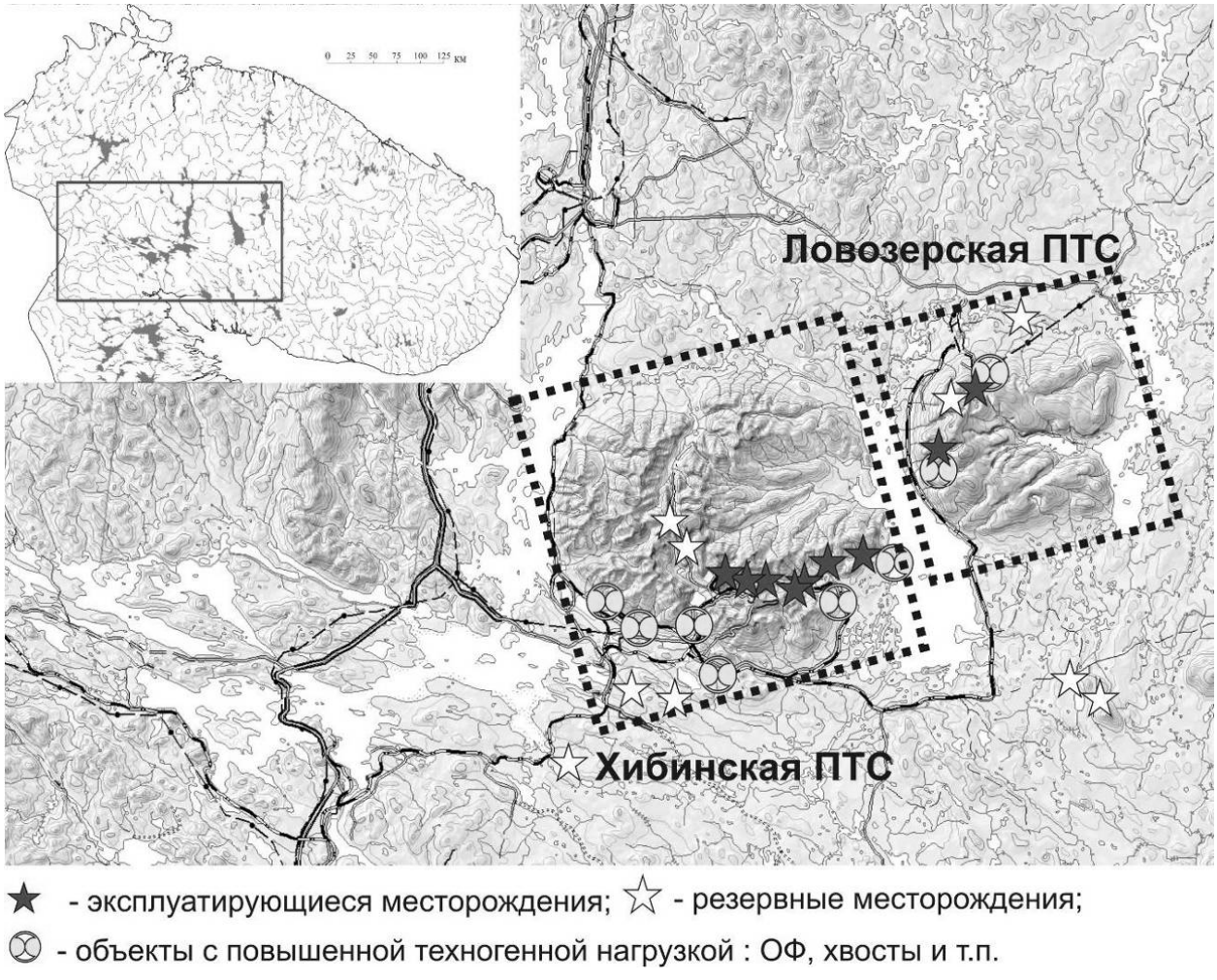


Рис. 1. Хибинская и Ловозерская ПТС с расположением горнорудных объектов

1000 лет [Комплект …, 1999]. В целом низкий уровень сейсмоактивности подтверждается, как данными системной инструментальной регистрации региональной сейсмичности, ведущейся с 1956 г, так и летописными и литературными источниками, по которым был реконструирован ряд знаковых событий за исторический период более 500 лет. Землетрясения, зафиксированные за период инструментальных наблюдений, соответствуют определению фоновой или рассеянной сейсмичности ($M \leq 4$) [Определение …, 2000]. Согласно летописным источникам в системе Кандалакшского грабена в 1542 г. и 1626 (1627) г. произошли землетрясения с магнитудами $M = 5,0$ и $M = 6,3$. Кроме того, на Кольском полуострове известны события 1772 г. и 1873 г. с магнитудами около 5,0 [Землетрясения …, 2007]. По палеосейсмодислокациям устанавливаются и более мощные события, но за пределами исторического периода колонизации полуострова [Николаева, 2008]. Таким образом, природная сейсмичность Кольского региона предполагает преимущественно низкую - среднюю энергетику событий и малую вероятность крупных ($M \geq 6$) землетрясений, что обусловлено отсутствием геотектонических и геодинамических предпосылок (наличия активных зон субдукции, коллизии, спрединга, трансформных разломов и др.). С другой стороны, на его территории на протяжении нескольких десятков лет эксплуатируются мощнейшие горнопромышленные предприятия. Для примера, объёмы извлечённых и/или перемещённых руд и пород только в Хибинской ПТС за период промышленного освоения измеряются миллиардами тонн, что не могло не сказаться на состоянии и условиях геологической среды. Безусловно, такое техногенное влияние сопровождается заметным возрастанием количества и энергетики локальных сейсмодинамических событий, подчас приводящих к катастрофическим последствиям для промышленной инфраструктуры рудников [Сейсмичность …, 2002]. Ежегодно в регионе регистрируется около двух тысяч техногенно-индуцированных сейсмических событий, а примерно раз в десять лет отмечаются землетрясения с магнитудой 3-4 [Землетрясения …, 2007; Годзиковская и др., 2010]. В этих условиях особую актуальность приобретают знания о причинно-следственных связях, предвестниках и факторах, влияющих на сейсмическую опасность, как региона в целом, так и отдельных ПТС и рудников в частности.

Природная и техногенная сейсмичность Хибинской и Ловозерской ПТС регистрируется сейсмическим комплексом «Апатиты». Непосредственно на исследуемых территориях базируются несколько станций (рис. 2), а именно: сейсмическая группа "AP0" (Апатитский ARRAY) в 17 км от г. Апатиты, состоящая из 9 вертикальных короткопериодных сейсмометров и трехкомпонентной станции в центре группы; цифровая трехкомпонентная широкополосная сейсмостанция "APA" в г. Апатиты; аналоговая трехкомпонентная сейсмостанция "APA" в г. Апатиты; цифровая короткопериодная сейсмостанция "GFR" на Кировском руднике, Хибинский массив; цифровая короткопериодная сейсмостанция "RASV" на руднике Расвумчорр, Хибинский массив; сейсмостанция "LVZ" группы IRIS в Ловозерском массиве. Для фильтрации регистрационных записей от промышленных взрывов и других техногенных событий используются учёт и каталогизация времён промышленных взрывов, инфразвуковой мониторинг региона и сопредельных территорий и специальные алгоритмы анализа сейсмограмм, в том числе и оригинальные, разработанные специалистами КФ ГС РАН [Асминг, 2004]. Комплекс обеспечивает уверенную регистрацию, локализацию и надёжное распознавание природных и техногенных событий с магнитудой 0-1 в радиусе 50 км, который полностью перекрывает площадь Хибинской и Ловозерской ПТС.

В целом для сейсмичности рассматриваемых ПТС характерны следующие закономерности: 1 - мелкофокусные тектонические события, вызванные, вероятно, дифференцированным изостатическим поднятием блоков кристаллического фундамента в послеледниковое время [Землетрясения …, 2007]; 2 - инерционное возрастание количества и суммарной энергетики техногенно-индуцированных событий вслед за ростом интенсивности недропользования с тенденцией концентрации эпицентров вблизи мест наиболее интенсивных преобразований геологической среды [Сейсмичность …, 2002]; 3 - также 10-12-летние циклы региональной сейсмоактивности. В связи с тем, что район исследований входит в авроральную область, для которой характерны частые и наиболее сильные геомагнитные возмущения, в том числе магнитные бури с внезапным началом, было выдвинуто предположение о возможном их влиянии на сейсмичность и микросейсмичность региона. В отличие от широко известных публикаций [Snyder et al, 1963; Сытинский, 1982, 1985; Соболев и др., 1998; Шестопалов и др., 2004, 2006], рассматривающих глобальную сейсмичность как часть единого физического процесса в системе "Солнце-Земля" и учитывающих в основном события с $M \geq 4$ по всей планете, наши исследования были акцентированы на изучении взаимосвязей преимущественно фоновой

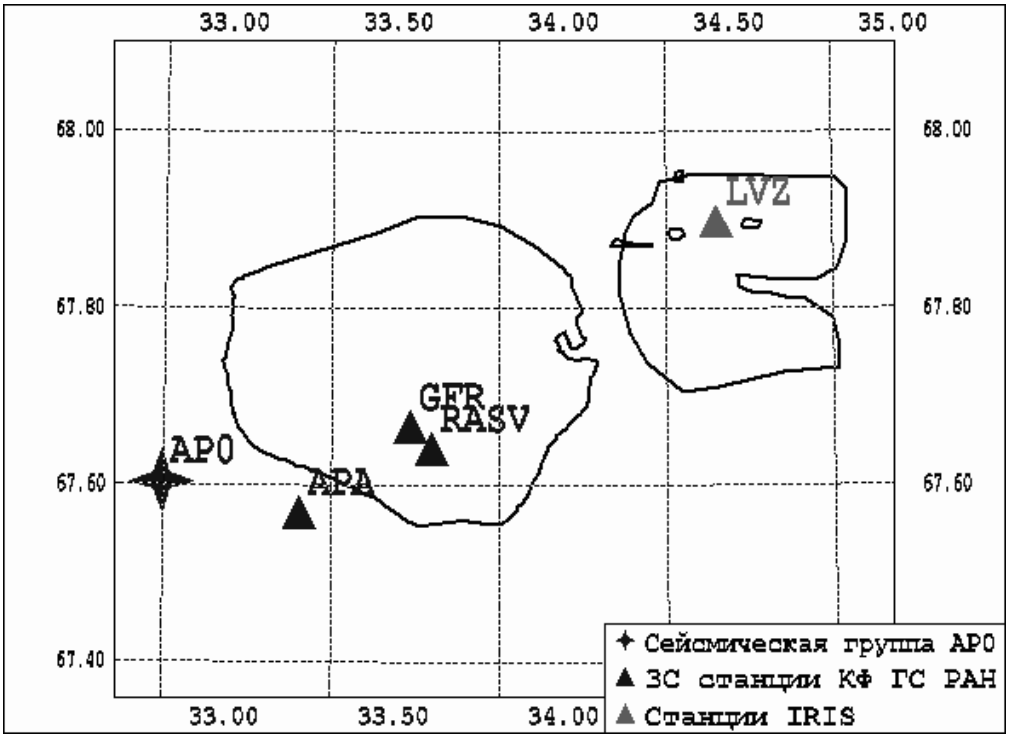


Рис. 2. Конфигурация сети сейсмостанций в районе Хибинской и Ловозерской ПТС

сейсмичности и микросейсмичности регионального и локального уровня с возмущениями магнитосферы авроральной области (т.е. также регионального масштаба).

Настоящая работа приводит результаты комплексного анализа временных рядов сейсмичности Хибинской и Ловозерской ПТС, а также вариаций региональных геомагнитных возмущений и взаимосвязей между этими явлениями.

Исходными данными по сейсмичности послужили регистрационные каталоги и базы данных КФ ГС РАН сейсмичности регионального и локального уровней за период 1988-2009 гг., отфильтрованные от техногенной активности, в том числе каталог мониторинга с применением цифровых регистраторов за 1992-2009 гг., а по геомагнитной активности – каталоги K-индексов обсерватории "Ловозеро", опубликованные в печати (1996-2000 гг.) и на вебсайте ПГИ КНЦ РАН (http://pgia.ru/PGI_Data) за период, начиная с 2001 г. [Бюллетени …, 2001-2010]. С целью соизмеримости сравнения параметры сейсмособытий были охарактеризованы выделяемой энергией (E, Дж), а геомагнитные возмущения представлены в виде Ак – индексов, характеризующих амплитуду возмущения в суточном интервале в линейной шкале (значение индекса Ак в нТл соответствует центру амплитудного интервала) [Заболотная, 2007]. Последние индексы получены пересчётом из квазилогарифмических K-индексов, у которых каждый последующий балл соответствует увеличению геомагнитной возмущённости приблизительно в два раза. Исследования проведены с использованием предварительно усредненных за сутки 4573 значений Ак- индекса, варьирующих от единиц до свыше тысячи нТл, и 634 сейсмических событий, энергия которых составила от тысячи до 14 332 247 052 Дж.

Анализ временных рядов сейсмичности Хибинской и Ловозерской ПТС и геомагнитной активности региона. Временные ряды сейсмичности и геомагнитной активности были обобщены и проанализированы с применением периодограммного анализа, анализа Фурье и анализа на основе расчёта спектральной плотности мощности (или энергетического спектра). Соответственно решались задачи нахождения закономерностей и периодичности проявлений сейсмичности и геомагнитной активности на региональном и локальном (ПТС) уровнях, а также нахождения общих закономерностей (тенденций, детерминированности, когерентности гармоник и т.п.) и взаимовлияний в проявлениях сейсмичности и геомагнитной активности, как в полных выборках, так и ранжированных по энергетике событий (общая выборка сейсмичности с M=1÷4 и отдельно -

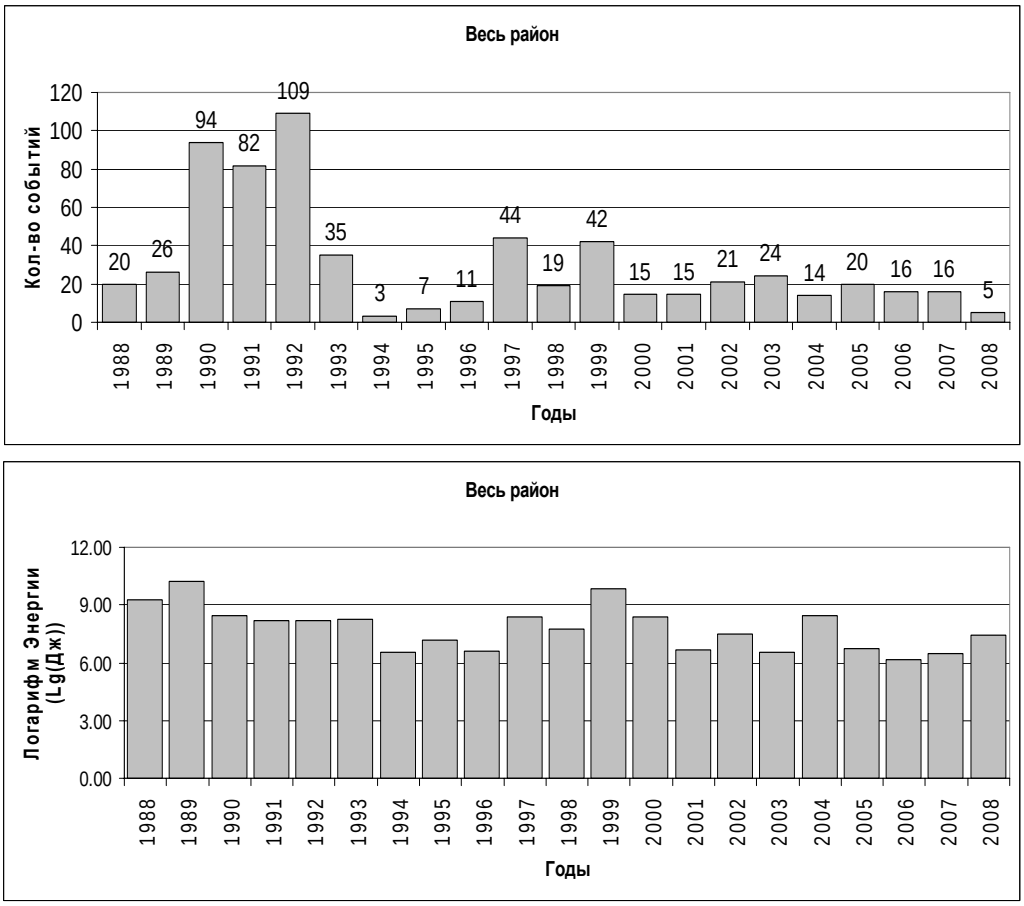


Рис. 3. Сейсмичность (количество событий) и суммарное сейсмогенное энерговыделение в районе Хибинских и Ловозерских массивов за 1988-2008 гг

сейсмического фликкер-шума в диапазонах частот 0.2-2 и 2-20 Гц, общая выборка геомагнитных возмущений и отдельно – для слабых ≤32 нТл и возмущённых ≥90 нТл значений).

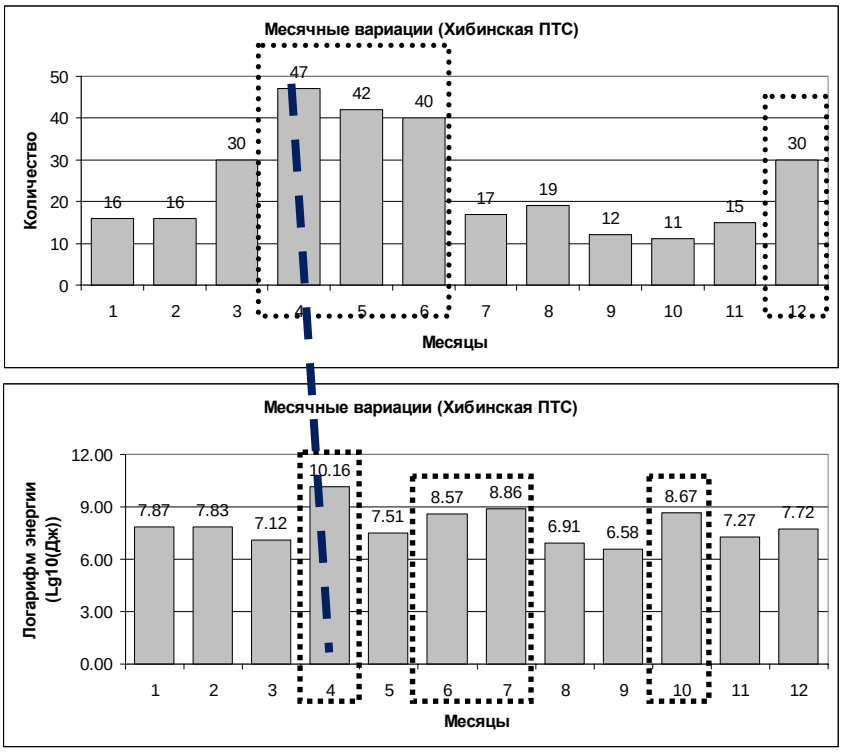
Результаты обработки временных рядов сейсмических событий, как по региону в целом, так и избирательно по Ловозерской и Хибинской ПТС выявили ряд интересных особенностей и закономерностей:

- природная сейсмичность в Кольском регионе не обнаруживает прямой корреляции между частотой событий и величиной их энерговыделения (рис. 3), в связи с чем не отмечается контрастного расчленения в графике суммарного энерговыделения по годам (т.е. график сглажен), при этом соблюдается общее правило: после года максимального энерговыделения следует 1-3 летний период увеличения частоты слабых событий с уменьшением суммарного энерговыделения;

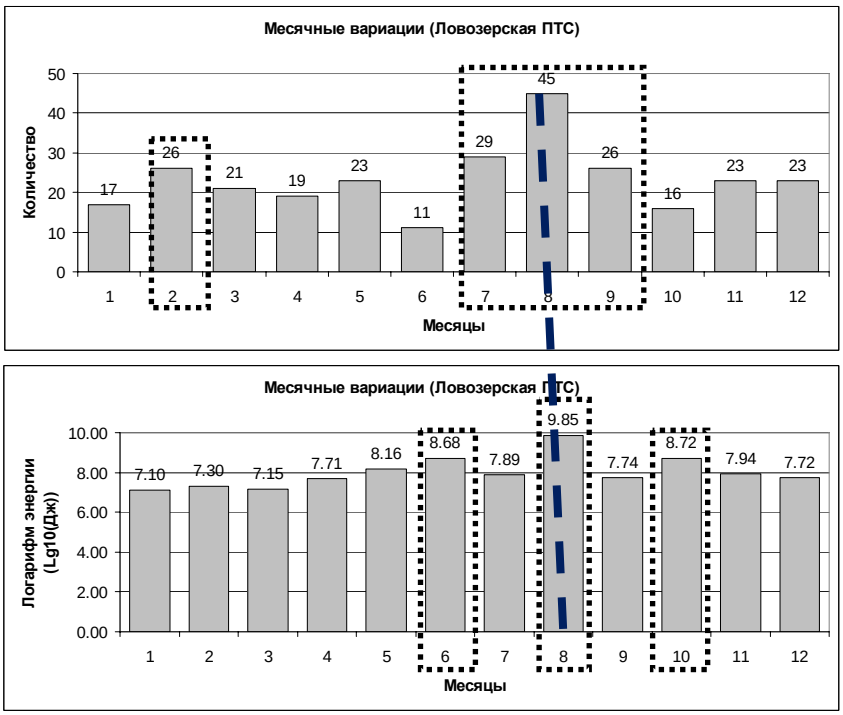
- графики частоты сейсмособытий и суммарного энерговыделения обнаруживают две периодичности (2-3 летнюю и 9-11 летнюю), незначительно рассогласованные между собой;

- сейсмичность в Хибинской и Ловозерской ПТС рассогласована и имеет существенные различия в частотных и энергетических характеристиках, как в многолетних, так и в сезонных временных рядах. Несмотря на близкие исходные данные (геоструктурное положение / вмещающая матрица, размер, форма интрузива и т.п.), эти ПТС имеют разные графики (рис. 4). Что свидетельствует, в первую очередь, об автономной природе главных сейсмогенерирующих факторов. Этот вывод диктует необходимость дифференцированного подхода к мониторингу сейсмичности и предварительной фильтрации и ранжирования факторов влияния;

- для Хибинской и Ловозерской ПТС в периоды 10-11-ти летних активизаций наблюдается зеркально симметричный характер выделения сейсмической энергии (рис. 5), показывающий абсолютно противоположные тенденции с чётко выраженной отрицательной корреляционной связью между сейсмоактивностью рассматриваемых ПТС. Последнее обстоятельство позволяет объединить по увязанным закономерностям эндогенных сейсмогенерирующих факторов Хибинскую и Ловозерскую ПТС в один тектонический кластер с закономерно связанными сейсмогенерирующими факторами.



А)



Б)

Рис. 4. Сезонные вариации количества землетрясений и сейсмогенного энерговыделения (при помесячном осреднении и взаимоналожении данных по годам), на примере Хибинской (А) и Ловозерской (Б) ПТС. Пунктиром выделены пики активности

По результатам анализа региональных вариаций электромагнитного поля и временных рядов региональной и локальной сейсмичности методом преобразования Фурье были выделены значимые гармоники с общими периодами 1.08 года и 4.34 года для полных выборок Ак и Е, а также 1.08 года - для слабых (≤32 нТл) и возмущённых (≥90 нТл) значений Ак. При этом гармоника 1.08 года (395.5 суток) интерпретируется нами как основная с точки зрения связи «геомагнитные возмущения - сейсмичность», также как и кратные (квазикратные) ей: 4.34 года, 6.50 и 3.25 лет (табл. 1-2).

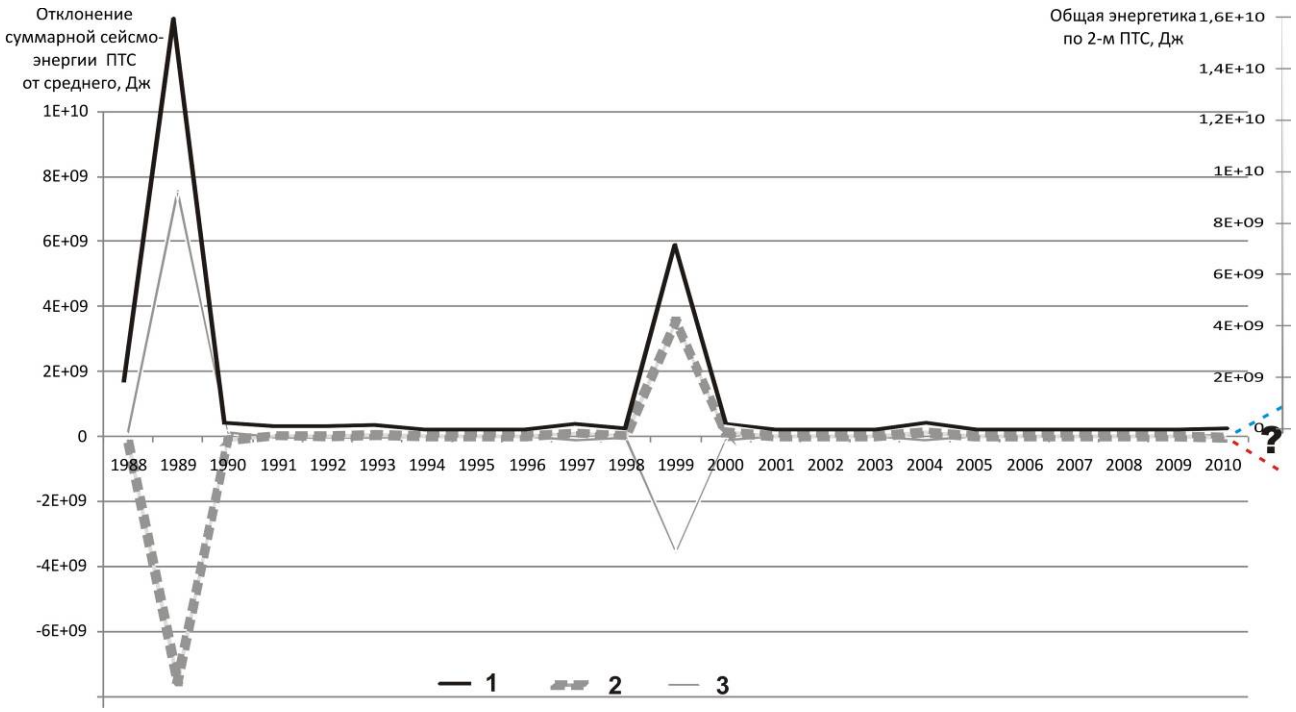


Рис. 5. Циклы сейсмоактивности и характер выделения сейсмоэнергии в Ловозерской и Хибинской ПТС за период наблюдений с 1988 по 2010 гг.: 1 – суммарное (по 2-м ПТС) энерговыделение; 2 – отклонение энерговыделения по Хибинской ПТС от среднего (половины суммарного по 2-м ПТС); 3 – отклонение энерговыделения по Ловозерской ПТС от среднего (половины суммарного по 2-м ПТС)

График гармоник с периодом 1.08 года для сейсмичности и геомагнитных возмущений в единой шкале времени показывает, что Ак опережает Е, при этом сдвиг по фазе составляет 0.17 радиан (9.7º) или 10.65 суток (рис. 6). Период 1,08 года хорошо согласуется с «видимым» годом обращения Земли относительно поверхности Солнца (с учётом сонаправленного вращения последнего), а также корреспондирует с периодами Владимирского в 1.07 и 1.09 г. [Владимирский и др., 1994]. К сожалению, представительность и объём исходных данных (временных рядов) не позволяют надёжно оперировать с многолетними гармониками, в том числе кратными 11± 1 -летним циклам, которые отождествляются с циклами солнечной активности Вольфа [Сытинский, 1982, 1985; Соболев и др., 1998, 2001; Закржевская и др., 2002, 2004].

Таблица 1. Значимые гармоники спектра переменной A_k, вся выборка (серым выделены квазикратные периоды)

Амплитуда	k, номер гармоники	k/L частота	L/k период, Сутки	L/k период, годы
19,88	3	0,0006	1582,3	4,34
18,25	2	0,0004	2373,5	6,50
15,62	8	0,0017	593,4	1,63
14,82	4	0,0008	1186,8	3,25
14,71	12	0,0025	395,5	1,08

Исходя из предположения, что ритмика изучаемых временных переменных состоит не в закономерных относительно одинаковых изменениях, а в случайных изменениях, происходящих с закономерно меняющейся во времени вероятностью, был выполнен спектральный анализ на основе расчета плотности мощности спектра (СПМ). И для переменной Ак, и для переменной Е были выделены значимые гармоники с периодом близким к 1 году (341.3 и 372.4 суток) и высокими значениями функции когерентности (наибольшее значение, равное 0.9826, соответствует гармонике с периодом 372.4). Результаты СПМ показали обратное соотношение сейсмичности и геомагнитных возмущений по сравнению с гармониками, полученными преобразованием Фурье: гармоника спектра

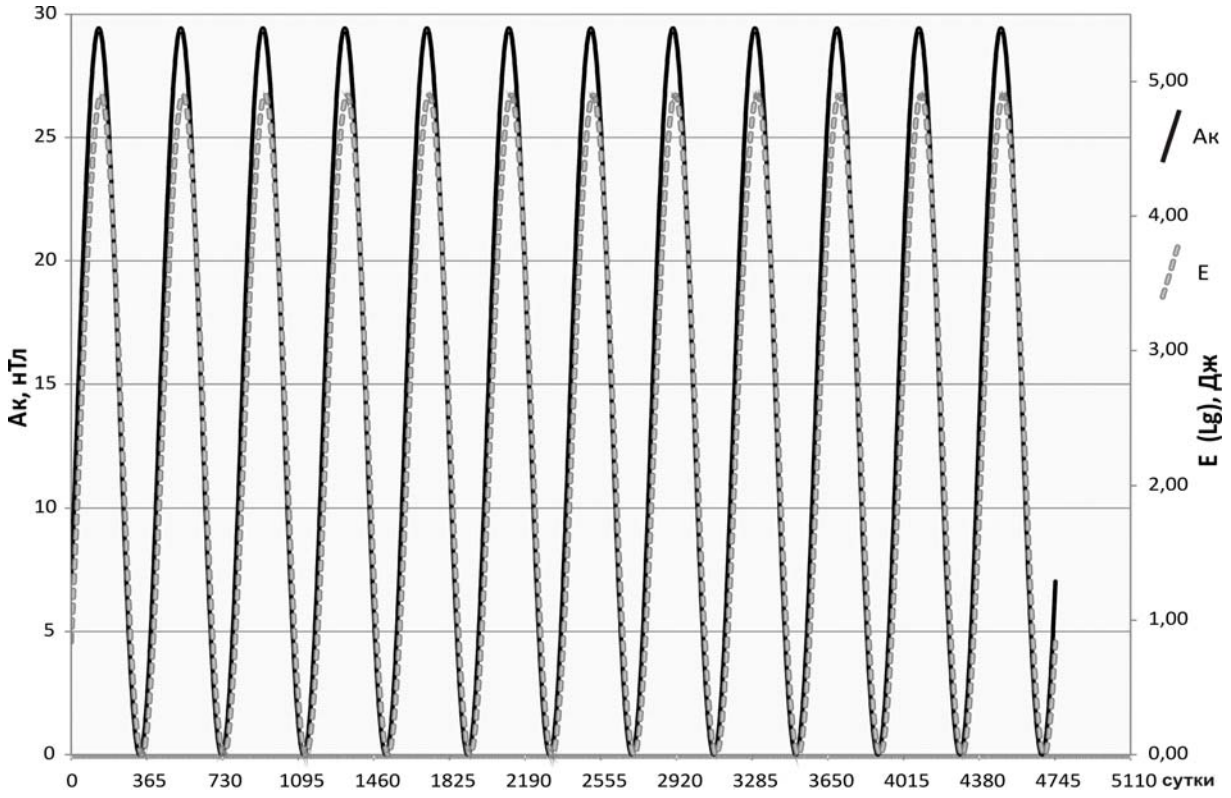


Рис. 6. Гармоники Ак и Е с периодом 395.5 суток (1.08 года), выделенные методом преобразований Фурье. Сдвиг по фазе двух гармоник составляет 0.17 радиан (9.7º). Т.е. график Ак опережает график Е на 10.65 суток. Отрицательные значения скомпенсированы за счёт внесения постоянного поправочного коэффициента

геомагнитных возмущений имеет отставание по отношению к таковой сейсмичности примерно на 46º или 48 суток (рис. 7). Такой достаточно большой разрыв по времени ставит под сомнение эту зависимость.

Таблица 2. Значимые гармоники спектра переменной Е , вся выборка (серым выделены квазикратные периоды)

Амплитуда	k, номер гармоники	k/L частота	L/k период, Сутки	L/k период, годы
2,45	12	0,0025	395,5	1,08
2,34	3	0,0006	1582,3	4,34
2,34	28	0,0059	169,5	0,46
2,05	26	0,0055	182,6	0,50
2,05	88	0,0185	53,9	0,15

Спектральный анализ сейсмического шума (фликкер-шума) на основе расчёта СПМ для диапазона частот 0.2-2 Гц и 2-20 Гц дал наиболее значимую гармонику с периодом 370 дней (рис. 8). В отличие от рассмотренных ранее этот экстремум имеет значительный весовой вклад (до 22% для частот 0.2-20 Гц) в общую выборку.

Обсуждение результатов. Анализ временных рядов региональной и локальной сейсмичности позволил определить основные закономерности её проявления в крупных ПТС центральной части Кольского полуострова. Наиболее важным выводом, по нашему мнению, является очевидное доказательство того, что сейсмичность в Хибинской и Ловозерской ПТС, имеющих весьма близкие характеристики по геоструктурному положениею, комплексу слагающих и вмещающих пород, размеру, форме и строению интрузивов, а также степени техногенного воздействия, имеет различные частотные и энергетические характеристики, как в многолетних, так и в сезонных временных рядах, и

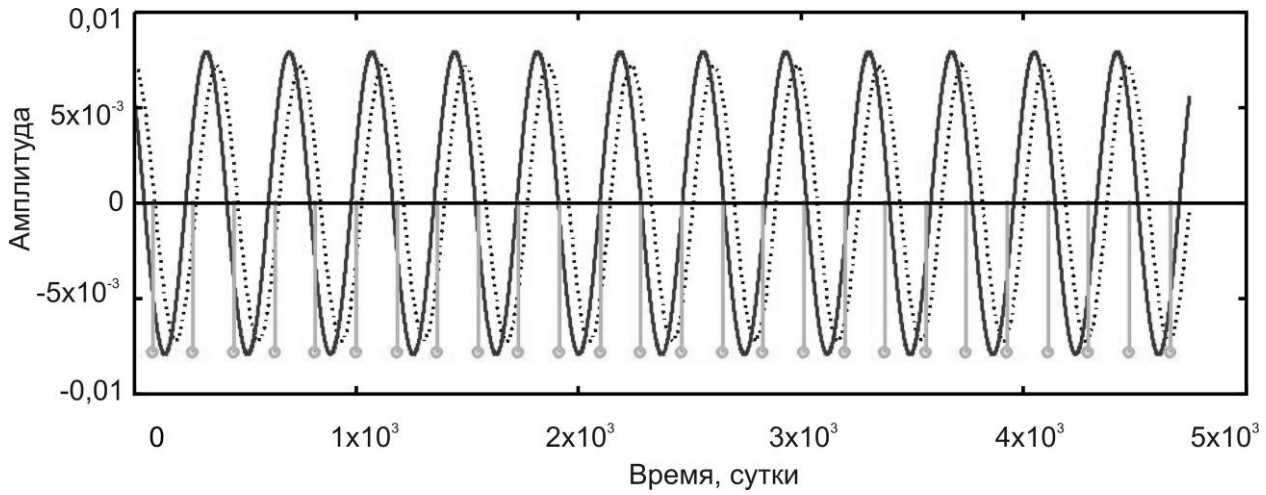


Рис. 7. Гармоники с периодами 372.4 суток, выделенные методом в спектре данных: Ак (пунктир); Е (линия), а также периоды равноденствия (вертикальные линии). Сдвиг по фазе двух гармоник составляет46.36º или 47.96 суток

заметно рассогласована между собой. Это свидетельствует, в первую очередь, об автономной природе главных сейсмогенерирующих факторов и различных режимах локальных (ранга интрузива) полей напряжений. С другой стороны, был выявлен зеркально симметричный характер выделения сейсмической энергии (см. рис. 5) с чётко выраженной отрицательной корреляционной связью между сейсмоактивностью рассматриваемых ПТС. Пик сейсмоактивности в одной системе, наблюдаемый раз в 11±1 год, вызывает резкий спад в другой, и наоборот. То есть, при относительной автономности режима сейсмичности каждой из рассматриваемых ПТС наблюдается закономерная увязка режима выделения сейсмоэнергии при их рассмотрении как частей более крупного тектонического блока. Таким образом, интерпретация этого явления должна опираться на единый эндогенный сейсмогенерирующий фактор и объяснять механизм переключения "накопления – разрядки" энергии поля напряжения.

Анализ спектра сейсмического фликкер-шума в диапазонах частот 0.2-2 и 2-20 Гц в обоих случая показал яркий максимум (до 22% весового вклада) с периодом 370 суток. Несмотря на то, что он хорошо корреспондируется с годовым циклом, его интерпретация за счёт взаимосвязи с солнечной и геомагнитной активностью, скорее всего, в этом случае не уместна. Так как временные ряды сейсмического и инфразвукового шума практически совпадают по максимумам и минимумам (рис. 9), то объяснение целесообразно искать в одном источнике возбуждения, которым, вероятнее всего, являются волноприбойные и штормовые процессы Атлантического и Ледовитого океанов.

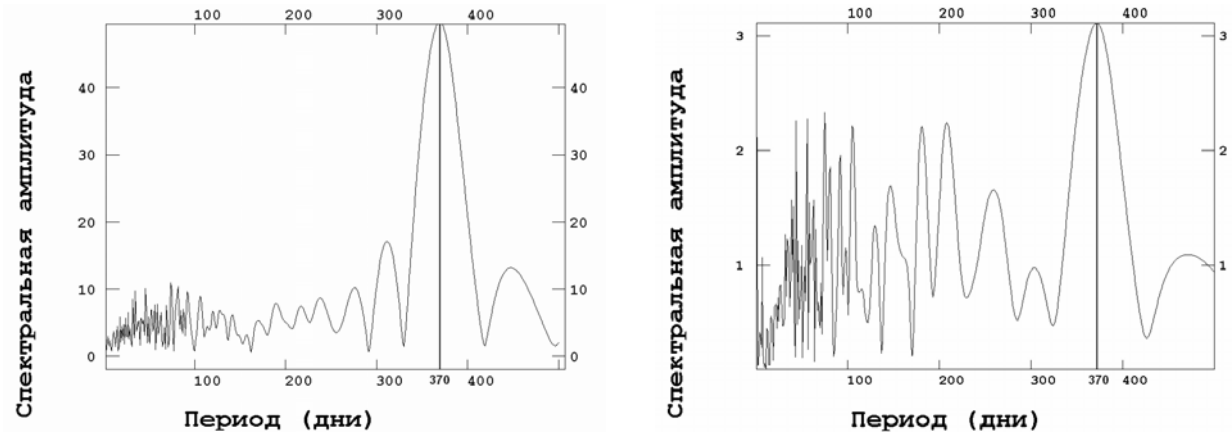


Рис. 8. Спектр сейсмических шумов для ряда данных за 2002-2009 года, в полосе частот 0.2-2 Гц (слева) и 2-20 Гц (справа). На обоих графиках отчётливо выделяется период 370 дней

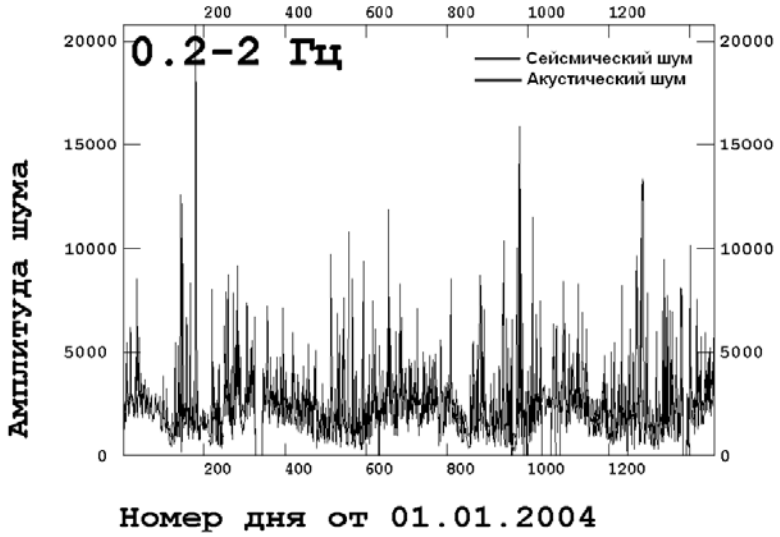


Рис. 9. Сравнение амплитуд сейсмического и инфразвукового шума для ряда данных с 01.01.2004 по 31.12.2007

Взаимосвязь сейсмичности, солнечной активности и геомагнитных возмущений многократно изучалась и обсуждалась, начиная с Mallet (1858) [Чижевский, 1976], как в отечественной [Владимирский и др., 1994; Закржевская и Соболев, 2002, 2004; Соболев и др., 1982, 1998, 2001; Сурков, 2000; Сытинский, 1973, 1982, 1985; и др.], так и в зарубежной научной литературе [Snyder et al., 1963; Shea, Smart, 1991; и др.]. Среди точек зрения существуют достаточно обоснованные и подтверждённые фактурой примеры, как прямых, так и обратных причинно-следственных связей и механизмов взаимодействия. В наших исследованиях разными методами анализа выявлены общие гармоники временных рядов с опережением по фазе, как синусоиды Ак (см. рис. 6), так и синусоиды Е (см. рис. 7). С одной стороны, это может служить подтверждением представлений о том, что магнитное поле Земли является одновременно и объектом, и агентом влияния, т.е. связано с сейсмичностью двусторонней связью. С другой, необходимо учитывать чрезвычайно сложный и тонкий характер взаимодействия этих природных явлений. За исключением периода 370 суток, выявленного в спектре сейсмического шума 0,2-2 Гц, большинство значимых гармоник спектра переменных Ак и Е с периодом кратным (квазикратным) году имеют весовой вклад в общую выборку (энергетику) не превышающий долей процента, а суммарно – первых процентов. То есть влияние геомагнитных возмущений на сейсмичность региона принципиально прослеживается, но является второстепенным (не определяющим) фактором. Вероятнее всего, это взаимодействие имеет не безусловный характер, а свойство триггерного эффекта для находящегося в неустойчивом состоянии и подготовленного к разгрузке участка массива пород. А наиболее значимыми сейсмогенерирующими факторами Кольского региона следует признать эндогенную автономную тектонику геологической структуры, особенности регионального и локальных полей напряжений и техногенную активность. Последняя имеет определяющее значение для концентрации эпицентров событий вблизи мест наиболее интенсивных преобразований геологической среды.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 12064 офи_м (научн. рук. проф., д.т.н. А.А. Козырев).

ЛИТЕРАТУРА

Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-западного региона // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. М.: 2004. 25 с.

Бюллетени геофизических данных ПГИ ЛНЦ РАН (“PGI Geophysical data”, V. Vorobjev editor). – Мурманск. 2001-2010 гг.

Владимирский Б.М., Нарманский В.Я., Темурьянц Н.А. Космические ритмы в магнитосфере-ионосфере, в атмосфере, в среде обитания, в биосфере-ноосфере, в земной коре. Симферополь. 1994. 176 с.

Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей

территории в XX веке / Отв. ред. А.Н. Виноградов. - М.: Изд. «Ваш полиграфический партнер», 2010. 132 с.

Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. М.: Изд-во ЛКИ. 2007. 88 с.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. №3. С. 63-75.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3-15.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. / Под ред. Шарова Н. В., Маловичко А. А., Щукина Ю. К. - Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007 г. Кн.1: Землетрясения. 381 с. Кн. 2: Микросейсмичность. 96 с.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. М-б 1 : 8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населённых пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / Уломов В.И., Шумилина Л.С. М.: 1997. 57 с.

Николаева С.Б. Следы разрушительных землетрясений в окрестностях города Мурманска (по историческим и палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 52-61.

Определение исходных сейсмических колебаний грунта для проектных основ. РБ-06-98 (введены в действие 01.07.1999г.). М., 2000. 38 с.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.

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

Соболев Г.А., Гохберг М.Б. и др. Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука. 1982.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. №11. С. 9-17.

Соболев Г.А., Шестопалов И.П., Харин Е.П. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли. // Физика Земли. 1998. № 7. С. 85-90.

Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.: Изд-во МИФИ. 2000. 448 с.

Сытинский А.Д. О зависимости глобальной и региональной сейсмичности Земли от фазы 11-летнего цикла солнечной активности // ДАН СССР. 1982. Т. 265, №6. С. 1350-1356.

Сытинский А.Д. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли // Доклады АН СССР. 1973. Т.209, №15. С. 1078-1081.

Сытинский А.Д. Связь сейсмической активности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л.: Госметеоиздат. 1985. 206 с.

Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. Изд. 2-е. М.: Мысль. 1976. 367 с.

Шестопалов И.П., Харин Е.П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 4. С. 59-70.

Шестопалов И.П., Харин Е.П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 4. С. 59-70.

Шестопалов И.П., Харин Е.П. О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений, III Междунар. конф. с. Паратунка Камчатской обл. 16-21 августа 2004. Сб. докладов. Петропавловск – Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2004. С. 130-141.

Shea M.A. Smart D.F. // A comparison of the magnitude of the 29 September 1989 high energy event with solar cycle 17, 18 and 19 events // Pros. 22 Inter. Cosmic. Ray Conf. 1991. Vol. 3. P. 101-104.

Snyder C.W., Neugebauer M., Rao U.R. The solar wind velocity and its correlation with cosmicray variations and geomagnetic activity // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68. P. 6361.

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ИНЖЕНЕРНО-СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И МОНИТОРИНГА ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА ПОРОД В ЦЕЛЯХ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ ГЛУБОКИХ КАРЬЕРОВ

Д.В. Жиров. [1], Г.С. Мелихова [2], С.А. Климов [1], В.В. Рыбин [3]

[1] – Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты zhirov@geoksc.apatity.ru
[2] – ОАО «Мурманская геологоразведочная экспедиция» (ОАО МГРЭ), г. Апатиты melihovags@mgre.ru
[3] – Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты rybin@goi.kolasc.net.ru

Введение. Как известно, углеводородное сырьё доминирует в стоимостной структуре добычи и экспорта минерального сырья России [Богатство …, 2007], однако горная промышленность твёрдых полезных ископаемых является несоизмеримо более важной для реального сектора экономики. Это подчёркивается количеством функционирующих рабочих мест, безальтернативной социально-экономической ролью горнопромышленных комбинатов (ГОК) для сотен городов–спутников (моногородов), а также загрузкой множества смежных отраслей: машиностроения, энергетики, приборостроения, химической и других видов высокотехнологичной промышленности. Экономический и промышленный рост страны во второй половине XX века во многом был обеспечен за счёт освоения крупных и уникальных месторождений, но к началу 2000-х гг. для этих сырьевых объектов наметилась проблема с исчерпанием запасов по действующим проектам и истощением наиболее богатой и рентабельной приповерхностной части месторождений. Для развитых горнопромышленных регионов, к которым, несомненно, относится и Мурманская область, эта ситуация в краткосрочной перспективе грозит серьёзными социально-экономическими проблемами, решение которых напрямую зависит от возможности экономически эффективной отработки глубоких горизонтов месторождений.

Как правило, геологические запасы крупных месторождений значительно превышают эксплуатационные/извлекаемые запасы по действующим проектам, поэтому перед предприятием по мере приближения фронта работ к конечному контуру карьера остро встает вопрос выбора наиболее рационального и эффективного способа дальнейшего развития рудника (рис. 1).

Переход на подземный способ добычи (вариант C) требует заблаговременного инвестирования значительных средств на весьма длительный срок (годы – первые десятки лет) в производство горно-капитальных работ. Проектирование нового карьера за счёт разноски бортов с сохранением нормативных значений их среднего угла наклона (вариант B) – также весьма затратный путь по финансовым, материальным и трудовым ресурсам. При этом значительно увеличивающийся коэффициент вскрыши часто выводит экономику проекта за пределы окупаемости. Вариант D предусматривает оптимизацию бортов карьера с обоснованием максимально возможных их углов. Последний вариант экономически и технологически наиболее привлекателен, так как позволяет реализацию без остановки добычи и кардинальной перестройки режима эксплуатации рудника,

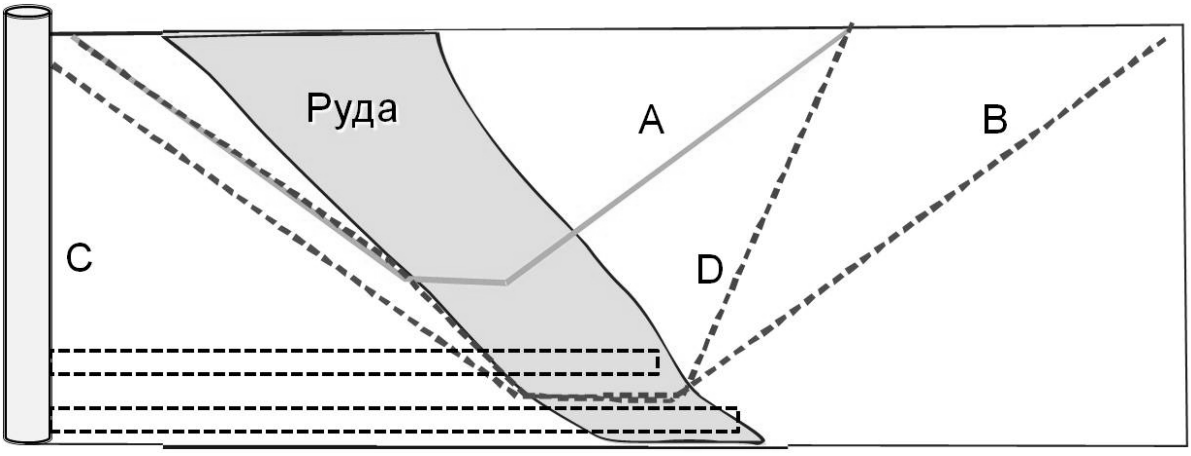


Рис. 1. Схема вариантов освоения глубоких горизонтов крупных месторождений: A – проектный контур действующего карьера; B – вариант проектного контура глубокого карьера за счёт разноски бортов (нормативные значения средних углов бортов с запасом прочности); C – вариант строительства подземного рудника; D – вариант проектного контура глубокого карьера с максимальными углами устойчивых бортов

однако требует упреждающей детальной проработки целого комплекса вопросов и проблем с целью обоснования предельных параметров бортов карьера. То есть недропользователь должен своевременно оценить соотношение преимуществ/недостатков и принять стратегическое решение о варианте развития и соответственно инвестировать значительные средства в капитальное строительство (подземный рудник или значительная разноска бортов), либо заблаговременно приступить к детальному инженерно-геологическому и геомеханическому изучению прибортового массива.

Задачи инженерно-геологических и геомеханических исследований и мониторинга карьерного поля в целях проектирования и эксплуатации глубоких карьеров. Большинство отечественных карьеров в соответствии с требованиями советской и российской нормативно-правовых баз спроектированы с большим запасом прочности конструкции, что, с одной стороны, может служить предпосылкой существенного понижения глубины конечного контура нового проекта без разноски бортов, с другой стороны, как показывает практика, не гарантирует на 100% от проявления опасных геологических процессов с развитием деформаций, обрушений и оползней. В основе последнего вывода лежит убеждённость авторов в недостаточной степени и детальности изученности инженерно-геологических, структурных и геомеханических условий месторождения на всех стадиях его разведки, а также в отсутствии комплексного междисциплинарного мониторинга геологической среды в ходе его эксплуатации. В большинстве случаев объёмы работ геологоразведки непропорционально смещены в сторону исследований структуры рудных тел, вещественного состава и технологических свойств руд. Современные инструктивно-руководящие и методические материалы [Требования …, 1995; Методическое …, 2000; Единые …, 2003; Классификация …, 2006; Методические …, 2007; Требования …, 2010;] рекомендуют изучение гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, экологических, горно-геологических и других природных условий с детальностью, обеспечивающей получение исходных данных, необходимых для составления проекта разработки месторождения с учетом требований природоохранного законодательства и безопасности горных работ. Однако система разведки и плотность разведочной сети определяются и находятся в зависимости, главным образом, от нескольких факторов: условий залегания и структурно-геологических особенностей рудных тел (выдержанности и морфологии рудных тел, характера границ), а также распределения полезного компонента (степени изменчивости качества полезного ископаемого в пределах рудных тел) [Методические …, 2007]. Таким образом, состояние и параметры прибортового массива пород часто изучаются по остаточному принципу и с применением метода аналогий. Это с определённой мерой условности оправданно для богатых и качественных руд приповерхностного залегания, но недопустимо для крупных сырьевых объектов с различным уровнем расположения рудной залежи (от приповерхностного до глубинного), для которых значимость инженерно-геологических и геомеханических условий резко возрастает как с точки зрения экономики, так и с точки зрения безопасности эксплуатации месторождения.

Настоящая работа посвящена научно-методическим и технологическим аспектам освоения глубоких горизонтов месторождений на базе проведения упреждающих инженерно-геологических и геомеханических изысканий. В качестве примера рассматривается опыт выполнения междисциплинарных комплексных исследований на примере рудника Железный ОАО Ковдорский ГОК (рис. 2). Выбор объекта обусловлен значительными наработками в рассматриваемой области за период более 30 лет, выполненных, в том числе, с применением дублирующих альтернативных методов и технологий. Инженерно-геологические и геомеханические исследования в разное время проводили СЗГТУ, ФГУП ВИОГЕМ, ОАО МГРЭ, ВНИМИ, Горный и Геологический институты КНЦ РАН и мн. др. организации. Другим важным критерием выбора эталонного объекта служит повсеместное использование на предприятии компьютерных технологий и информационных систем (на основе "Геомикс" ФГУП ВИОГЕМ), интегрирующих воедино разнородные ретроспективные и оперативные данные, а также варианты проектных решений.

Ранжирование условий, параметров и свойств с точки зрения важности для проектирования и эксплуатации приповерхностных и глубоких горизонтов месторождений карьерным полем, приведённое в табл. 1, носит приближённый характер, но вместе с тем выявляет и показывает различия. Для разработки приповерхностной части месторождения в числе наиболее важных факторов являются (≥ 15%): гидрогеологический режим (поверхностных и подземных вод), тектонические поля напряжений, разрывная тектоника и степень выветривания массива горных пород. Для глубоких карьеров главным фактором, определяющим его безопасную эксплуатацию, становится разрывная (трещинная) тектоника и трещиноватость. Также повышается роль

гравитационной составляющей поля напряжений и остаётся на высоком уровне вклад тектонической составляющей. Уменьшается относительная доля гидрогеологического режима и физико-механических свойств. Предполагается, что за период отработки приповерхностной части эти факторы достаточно изучены, а негативные тенденции и проблемы, связанные с ними, в большинстве своём уже решены. В противоположность этому параметры напряжённо-деформированного состояния (НДС) и разрывной тектоники в совокупности для глубоких карьеров получают весовой вклад порядка 80%.

Таблица 1. Ранжирование значимости инженерно-геологических и геомеханических условий и параметров для отработки приповерхностных и глубоких горизонтов месторождений карьерным полем

Наименование свойства / характеристики	Значимость[1] для отработки приповерхностной части месторождения, %	Значимость[1] для отработки глубоких горизонтов мест-я,%
Поле напряжений (тектоническая составляющая)	20	20
Поле напряжений (гравитационная составляющая)	5	20
Тектоника и трещиноватость	20	40
Выветривание и гипергенез	15	3
Гидрогеологический режим	25	10
Физико-механические свойства	10	5
Другие факторы, процессы и явления	5	2
СУММА:	100	100

[1] – на основе экспертной оценки

В соответствии с проведённым ранжированием определяются приоритеты задач и необходимый комплекс методов инженерно-геологических и геомеханических исследований (табл. 2) [Методическое…, 1977; Изучение …, 1986; Шемякин и др., 1987; Епифанов и др., 1997; Ребецкий, 2007; Землетрясения ..., 2007; Жиров и др., 2008; Фокин и др., 2008; Козырев и др., 2009; Жиров, 2011 и др.]. Список методов и технологий, представленный в табл. 2, далеко не полный, однако позволяет составить представление о многообразии научно-методических и технологических подходов. Разумеется, каждый исполнитель и субподрядчик пропагандирует и отстаивает необходимость выполнения своих работ, но с точки зрения Заказчика (Недропользователя) и Проектировщика при комплексировании наиболее рационального и максимально эффективного набора следует руководствоваться критериями взаимодополнения и совместимости, максимальной достоверности/воспроизводимости и информативности результатов исследований.

Рациональный комплекс и последовательность работ представлены в виде компонентно-организационной диаграммы (рис. 3). Каждое из крупных месторождений представляет собой уникальный объект с набором оригинальных свойств, черт и особенностей геологического строения. Этим обуславливается специфика выбора видов и объёмов исследований, последовательности их выполнения и расставления акцентов в процессе инженерно-геологического изучения. Как уже отмечалось выше, для проекта глубокого карьера определяющими являются факторы напряжённо-деформированного состояния (НДС) и структурной неоднородности (разрывной тектоники, трещиноватости и т.п.) массива пород. В связи с этим главные акценты проводимых работ на руднике Железный расставлены на структурных, инженерно-геологических, геомеханических исследованиях, а также на мониторинге сейсмодинамических явлений и деформационных процессов.

Структурные и инженерно-геологические исследования района работ и массива пород месторождения проводятся стадийно, последовательно уточняя и детализируя ключевые элементы и факторы на каждом из последующих этапов. На подготовительном этапе осуществляется выделение и анализ крупнейших (надранговых по отношению к месторождению / руднику) геолого-структурных элементов посредством дешифрирования аэро- и космо-фотоснимков (АФС и КФС), а также их сопоставление с геологическими картами разных масштабов и результатами геолого-геофизического изучения объекта исследований. Каждый из выделенных линеаментов и геоморфологических маркеров верифицируется на соответствие прямым (геологические границы и соотношения, результаты буровых и геофизических работ) и косвенным (особенности орогидрографии) признакам.

Это позволяет осуществить разбраковку элементов тектоники по надёжности и достоверности выделения.

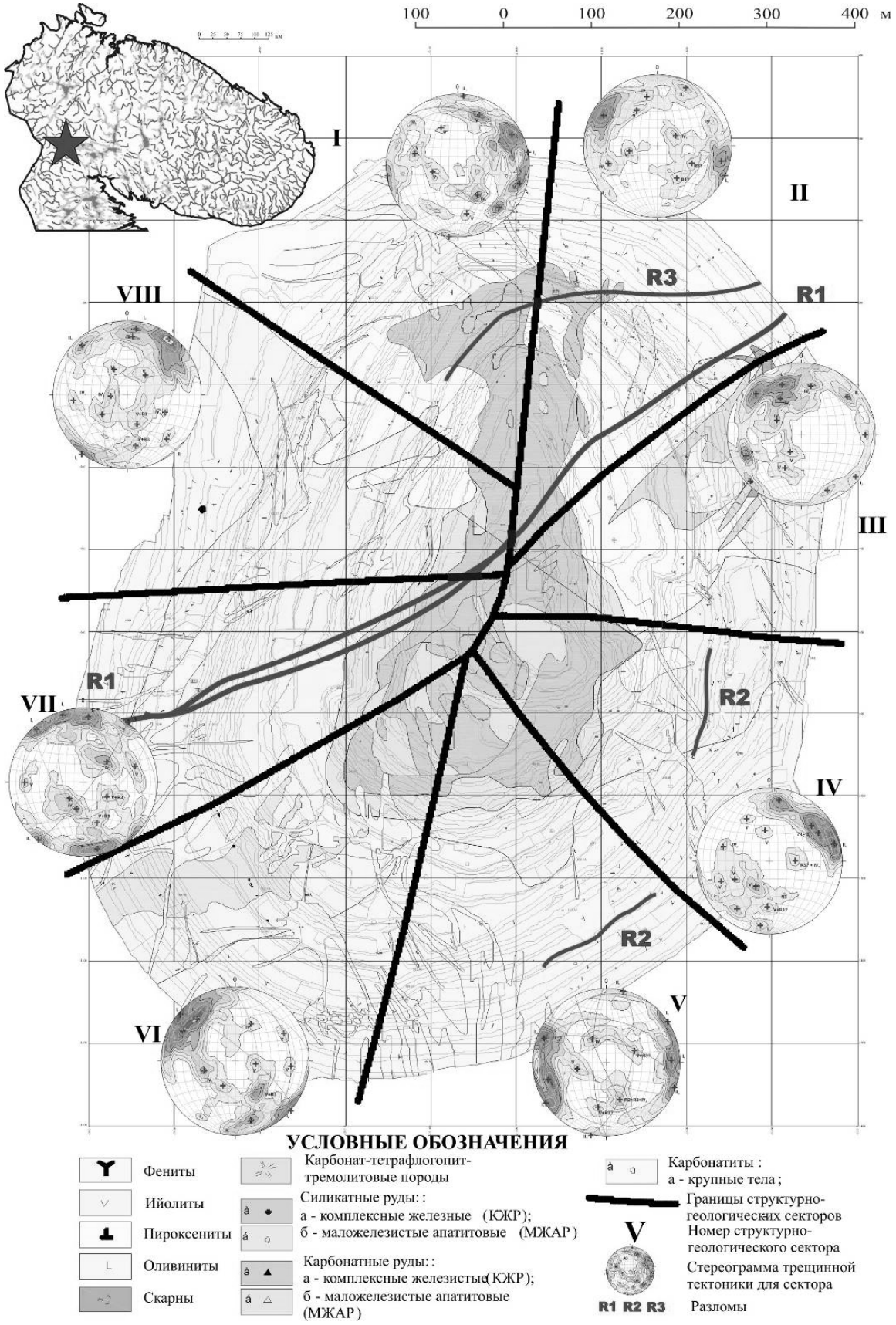


Рис. 2. Карта-схема Ковдорского бадделеит-апатит-магнетитовового месторождения (КБАММ) с инженерно-структурным районированием по секториальному принципу.

Таблица 2. Задачи и их ранжирование по значимости/приоритету при проведении инженерно-геологических и геомеханических исследований в целях обоснования проекта разработки глубоких карьеров

№ пп	Задача	Приоритет	Методы исследований (место по значимости и информативности)
1.	Определение параметров современного НДС (локальная и региональная составляющие)	1	Метод разгрузки с нахождением положения главных напряжений в двухмерном срезе, перпендикулярном оси керна (1). Метод гидроразрыва в скважинах (1). Реконструкция динамических параметров и положения главных напряжений методами катакластического анализа и гипоцентрии землетрясений (1). Оценка НДС по дискованию керна (2). Сейсмоакустические методы по скважинам (2). Ультразвуковой каротаж скважин (2). Акустические и специальные методы геомеханических исследований ориентированных образцов (2). Оценка НДС аналитическими расчётными методами (варианты метода конечных элементов) (2). Оценка НДС по состоянию и форме скважин и горных выработок (2).
2.	Реконструкция палеонапряжений и определение тенденций развития / изменения НДС (локальная и региональная составляющие)	1	Реконструкция положения главных осей и количественная оценка значений палеонапряжений тектонофизическими методами Гзовского, Гущенко - Сим, Даниловича, Николаева, Парфёнова, Любича – Мишина, Расцветаева, Осокиной, Ребецкого, Anderson, Carey-Bruneier, Angelier et al., Mercier et al., Arthaud и др (1). Реконструкция последовательности (этапов) и тенденций развития палеонапряжений (1). Оценка НДС неотектонического этапа структурно-геоморфологическими и тектонофизическими методами, а также по результатам анализа сейсмодислокаций (1). Оценка НДС по особенностям геологического строения и тектоники района и объекта работ (2).
3.	Локализация и прослеживание основных тектонических структур	1	Геологическая документация и картирование уступов с координатной привязкой структурных элементов (1). Геологическая документация керна скважин, в т.ч. ориентированного, с координатной привязкой структрурных элементов (1). 3D моделирование: увязка пересечений / замеров, полученных с поверхности и по ориентированному керну(1). Дешифрирование аэро- и космоснимков (2). Анализ геологического строения и тектоники района (2).
4.	Определение геометрических, статистических (частотных), морфометрических и азимутальных параметров трещиноватости	1	Документация опорных площадок массовых замеров с получением представительных выборок (1). Дифференцированная статистическая обработка и анализ параметров прототектонической, наложенной тектонической и экзогенной трещиноватости (1). Построение стереограмм массовых замеров и стереограмм по результатам фильтрации выборок по заданным параметрам трещиноватости (1).
5.	Изучение особенностей строения и инженерно-геологических условий	1	Проходка инженерно-геологических (ИГ) скважин с ориентированнымо керном (1). Геофизические методы исследования скважин (ГИС) (1). Сейсмометоды: сейсмо- и сейсмоакустическое профилирование, сейсмотомография и др. (1). Видиометрическое обследование стволов скважин (2).

№ пп	Задача	Приоритет	Методы исследований (место по значимости и информативности)
	прибортового массива пород (вмещающих пород)		Георадарное профилирование и томография (2). Электроразведочных методы: вертикальное электрическое зондирование, электропрофилирование в различных модификациях, метод естественного поля, метод заряда, метод вызванной поляризации и др. (2).
6.	Мониторинг деформационных процессов и явлений	1	Тахеометрическая съёмка деформированных участков уступов с периодичностью, обеспечивающей контроль развития деформаций (1). Лазерное сканирование поверхности карьера (1). Геодезический мониторинг (светодальномерный, GPS, нивелирный) деформаций (1). Фотограмметрия поверхности уступов и бортов карьера (2). Периодическая дефектоскопия прибортового массива пород, бортов и уступов методами наземной геофизики и ГИС: сейсмоакустикой, сейсмотомографией и т.п. (2).
7.	Сейсмо-мониторинг	1	Мониторинг региональной сейсмичности (1). Мониторинг локальной сейсмичности (техногенной и природной) на объекте исследований (1). Сейсмонаблюдения за динамическим воздействием промышленных взрывов с мобильной сетью приёмников (2). Инфразвуковой мониторинг (2).
8.	Изучение вещественного и минерального состава	2	Минералогические исследования, в т.ч. направленные на изучение вопросов онтогении и гипергенеза (1). Петрографические исследования с выделением литотипов (1). Исследования химического состава пород (2).
9.	Определение физико-механических свойств основных литотипов и выявленных ослабленных зон	2	Специальные виды исследований с определением: сопротивления сдвигу по плоскостям ослаблений (контакты, трещины, жилы) с расчётом коэффициента структурного ослабления, показателей прочности на срез по выделенным литотипам и зонам ослаблений, углов внутреннего трения и др. (1). Определение показателей прочности на сжатие и растяжение, деформационных свойств (Vp, Vs, модуль E, коэффициент Пуассона и др.), плотности и др. физико-механических свойств (2).
10.	Изучение гидрогеологических условий	2	Опытно-фильтрационные работы в ИГ (1) Локализация и прослеживание проницаемых зон и водоупорных зон трещинного типа, а также водонапорных горизонтов (1). Режимные наблюдения (2).

Следующий шаг – анализ геологического строения месторождения и его составных частей (рудных тел, зональности, выявленных разрывных нарушений и т.д.). В результате определяются основные структурные элементы и литотипы (группы пород, характеризующиеся сходными физико-механическими свойствами и инженерно-геологическими условиями), по которым в первом приближении проводится районирование массива пород. Анализ материалов по геологии и тектонике региона с учётом данных по региональной сейсмичности и геоморфологии позволяет получить первые представления о региональном поле напряжений (палеонапряжений) и тенденции его развития. Все эти данные в совокупности ложатся в основу тектонической карты (карты-схемы) района и позволяют чётко спланировать объёмы и виды работ, а также параметры сети исследований полевого этапа.

Большая роль в ходе выполнения полевых работ отводится детальным натурным исследованиям трещиноватости и других структурных неоднородностей массива пород непосредственно в уступах карьера. Огромный опыт проведения инженерно-геологических изысканий на Ковдорском бадделеит-апатит-магнетитовом месторождении (КБАММ) наилучшим образом зарекомендовал методику картирования трещиноватости (ФГУП ВИОГЕМ) с использованием геодезических и специальных

Рис. 3. Компонентно-организационная диаграмма комплекса инженерно-геологических и геомеханических исследований и наблюдений для обоснования проектирования глубокого карьера

технических средств (напр., трещиномером с гироскопом). Точная координатная привязка замеров позволяет использовать геоинформационные технологии для их визуализации, трассировки, анализа и прослеживания/увязки. С целью обеспечения максимальной информативности также используется методика многопараметрической документации и анализа [Жиров, 2011; Козырев и др., 2009]. Для каждого структурного элемента с нарушением первичной сплошности массива пород (в том числе разлом, дизъюнктивное нарушение, трещина, дайка и жильное образование, а также линзо-, дайко- или пластообразное геологическое тело постмагматической и/или пострудной стадии внедрения) документируются (включая моду, среднее и размах): азимутальные характеристики и их изменчивость по простиранию и падению, линейные параметры в горизонтальной и вертикальной составляющей, нормальная мощность трещин и жил, характер их выполнения и минерализации, расстояние по нормали до смежных трещин в одной системе, а также кинематические признаки смещений и/или деформаций.

Кроме того, структурные элементы ранжируются по размеру / масштабу проявления, а показатели их формы, геологические и структурные взаимоотношения (между собой и в комплексе) и многие другие параметры индексируются. Такой комплекс позволяет весьма тонко дифференцировать конвергентные и дивергентные системы (по характеру поведения на стереограммах) трещиноватости и осуществлять их избирательную обработку и анализ вне зависимости от закономерных и спорадических факторов изменчивости азимутальных и частотных характеристик. Необходимо подчеркнуть, что изменчивость параметров трещиноватости является весьма характерной чертой массивов пород, но особенно ярко выражается в интрузивах центрального типа, таких как Хибины, Ловозеро, Ковдор и др. [Пожиленко и др., 2002]. В случае широкого проявления разнообразных и многостадийных эндогенных и экзогенных процессов предоставляется возможность проведения ретроспективной (от молодых к древним) реконструкции основных тектонических событий, опираясь на представление о том, что минералообразование в жилах, трещинах и других нарушениях первоначальной сплошности имеет регрессивный характер, т.е. меняется от высокотемпературных гидротермальных минералов на ранних стадиях к

низкотемпературным и гипергенным на поздних [Жиров и др., 2008]. Результаты реконструкции хрупких разрушений и парагенетического анализа соответствующих тектонофизических условий позволяют определить главные тенденции и направленность эволюции динамических явлений и НДС массива пород в постмагматическую стадию развития месторождения [Жиров и др., 2010]. При этом наибольшая точность построений достигается в отношении наиболее близких к современности событий.

В период 2008-2011 гг. силами ОАО МГРЭ, ГИ КНЦ РАН и др. на месторождении был апробирован и методически и технологически отработан комплекс исследований на основе проходки инженерно-геологических скважин с отбором ориентированного керна. Он позволил резко повысить информативность и качество структурных, физико-механических и геомеханических данных о приконтурном массиве пород, а также эффективность и точность их увязки между собой и с материалами, полученными с поверхности. Комплекс исследований включает: собственно проходку скважин, документацию керна в цифровом виде (фото, графика и электронные таблицы), координатную и азимутальную привязку керна и всех документируемых элементов, ГИС, опытно-фильтрационные работы, акустическое сейсмопрофилирование между стволами скважин, опробование для специальных лабораторных исследований и 3D моделирование. 3D модель предоставляет возможность изучения и интерпретации внутренней структуры массива и тектонической эволюции на принципиально новом качественном уровне. В сравнении с традиционной методикой, опирающейся только на поверхностные данные, этот способ позволяет свести, проанализировать и увязать в интерактивном, а в перспективе и в автоматическом режиме всю фактографическую координатно привязанную информацию о трещинной тектонике (трещины, жилы, дайки, разломы, борозды скольжения и т.п.), физико-механическим, геомеханическим и прочим свойствам по всёму изучаемому объему (рис. 4). То есть данная технология обеспечивает документацию исследуемых параметров, анализ анизотропии и неоднородности свойств, а также визуализацию фактографического и генерированного материала в трёхмерном пространстве. Следует особо отметить, что ориентированный керн является уникальным фактографическим источником информации, который даёт возможность получения принципиально новых данных и знаний о внутренней структуре, иерархии и соподчинённости многочисленных свойств и параметров. Так, детальная документация кинематических признаков позволила обосновать надёжный критерий выделения дизъюнктивов и зон ослабления, а также показала сложный характер распределения и изменения борозд скольжений в пространстве (рис. 5).

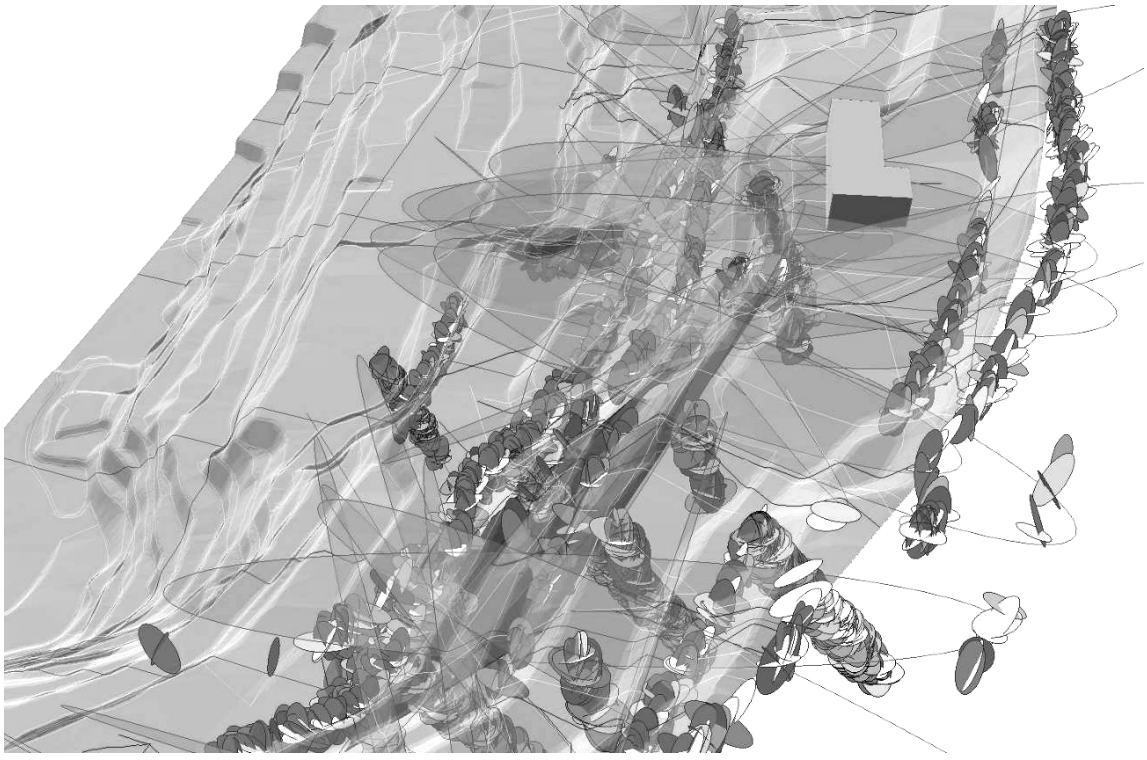


Рис. 4. Фрагмент 3D ГИС модели карьера рудника Железный с вынесением всех структурных неоднородностей и трещиноватости, задокументированных с поверхности и по ориентированному керну

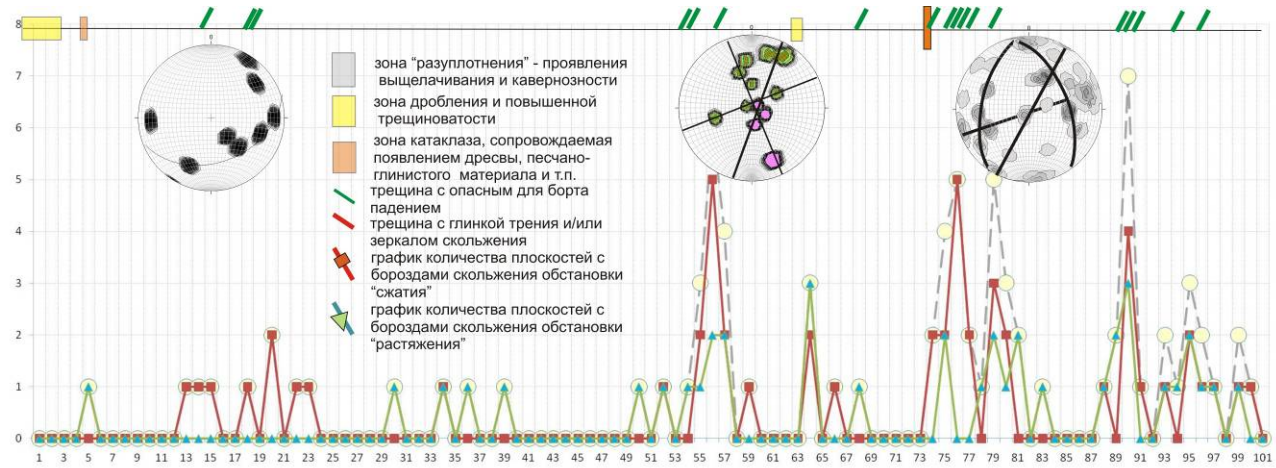


Рис. 5. График с результатами обработки кинематических признаков (борозд скольжения и ориентированных сколов) ориентированного керна скважины 13 ИГ. Дизъюнктивы и ослабленные зоны выделяются в положительных экстремумах и по соотношению кинематических признаков. Легенда: ось X – глубина (м), ось Y – количество замеров на пог. метр; основной график: кубик – количество плоскостей с бороздами скольжения обстановки "сжатия", треугольник – то же обстановки "растяжения", кружок – общее количество плоскостей с бороздами скольжения; верхний график – трещины с опасным для устойчивости борта залеганием; стереограммы трещиноватости зон ослабления

Полученные структурные и инженерно-геологические данные сопоставляются и увязываются с результатами экспериментального определения параметров НДС массива пород методом разгрузки в варианте торцевых измерений, сейсмомониторинга карьерного поля и мониторинга деформаций и нарушений устойчивости уступов. Вся информация обобщается, проходит обработку для достижения совместимости и интегрируется в геоинформационную систему, чтобы стать основой для геомеханических расчётов и построения численных конечно-элементных моделей различной детальности и наполнения. Таким образом, методом последовательных приближений создаётся универсальная геомеханическая и инженерно-геологическая модель КБАММ.

Заключение. Междисциплинарные исследования ведущих научных и производственных предприятий на руднике Железный Ковдорского ГОКа позволили разработать и успешно апробировать новую комплексную методику инженерно-геологических и геомеханических исследований, а также мониторинга геологической среды в целях проектирования и эксплуатации глубоких карьеров. Потенциальные риски, возникающие в ходе проектирования и эксплуатации глубокого карьера с максимальными углами устойчивых бортов, снимаются за счёт достижения принципиально лучшего по сравнению с традиционным подходом уровня детальности, точности, информативности и достоверности данных о инженерно-геологических, геомеханических и структурных параметрах во всём объёме приконтурного массива пород, вовлечённого в процесс проектирования. Это позволяет обоснованно и дифференцированно формировать конструкции бортов карьера с учётом всех их индивидуальных особенностей. Адекватность полученных моделей реальному объекту, а также динамика изменения исходных параметров в процессе разработки месторождения контролируется результатами постоянного комплексного интегрированного мониторинга региональной и локальной сейсмичности, деформаций уступов и гидрогеологического режима. Таким образом, на Ковдорском бадделеит-апатит-магнетитовом месторождении, который может рассматриваться как эталонный объект, отработана и апробирована комплексная методика инженерно-структурных исследований и мониторинга геомеханического состояния массива пород в целях проектирования и эксплуатации глубоких карьеров.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 12064 офи_м (научн. рук. проф., д.т.н. А.А.Козырев), а также грантом РФФИ 12012 офи_м и Государственным контрактом № 16.515.11.5013 от 12 мая 2011 г. (научн. рук. акад. РАН Ф.П. Митрофанов).

ЛИТЕРАТУРА

Богатство недр России. Минерально-сырьевой и стоимостный анализ. Пояснительная записка к геолого-экономическим картам. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007. 550 с.

Единые правила безопасности при разработке рудных, нерудных и рассыпных месторождений полезных ископаемых подземным способом (ПБ 03-553-03) Утверждены пост. Госгортехнадзора РФ от 13.05.03 № 30. Зарегистрировано в Минюсте РФ 28 мая 2003 г. № 4600.

Епифанова М.С., Федоров С.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Волков Ю.И. Инженерно-геологические аспекты проектирования глубокого карьера Ковдорского ГОКа // «Горный журнал». 2007. №9. С. 30-33.

Жиров Д.В. Морфоструктурные закономерности трещиноватости / Материалы Научной сессии ГИ КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2011 г. - Апатиты: К & М. 2011. С. 32-41.

Жиров Д.В., Рыбин В.В., Шпаченко А.К. Эволюция хрупких деформаций массива пород Ньоркпахкского месторождения апатит-нефелиновых руд по результатам документации и анализа трещиноватости // "Тектонофизика и актуальные вопросы о Земле", 13-17 октября 2008 г. ИФЗ РАН, Москва. М.: 2008. С. 124-127.

Жиров Д.В., Сим Л.А. Мультикинематические дизъюнктивы как регуляторы транспозициональных полей напряжений на примере массива пород Ковдорского апатит-магнетитового месторождения. // "Триггерные эффекты в геосистемах". 22-24 июня 2010 г. ИГГД РАН. М.: ИГД РАН. 2010. С.31-32.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Шарова Н. В., Маловичко А. А., Щукина Ю. К. - Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007 г. Кн.1: Землетрясения. -381 с. Кн. 2: Микросейсмичность. 96 с.

Изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1986. 172 с.

Классификация запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Приказ МПР от 11 декабря 2006 г. N 278. Зарегистрирована в Минюсте РФ 25 декабря 2006 г. N 8667. М.: 2006. 6 с.

Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В., Билин А.Л., Виноградов А.Н., Каспарьян Э.В., Виноградов Ю.А., Семёнова И.Э., Жирова А.М. Методические основы технологии эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений полезных ископаемых открытым способом. // Вестник МГТУ. 2009. Т 12, № 4. С. 644-653.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (по видам полезного ископаемого). М.: ФГУ ГКЗ. 2007.

Методическое руководство по изучению инженерно-геологических условий рудных месторождений при разведке. Департамент геологии и использования недр МПР РФ (протокол №7 от 4 сентября 2000 г.).

Методическое руководство по изучению инженерно-геологических условий рудных месторождений при их разведке. М.: ВСЕГИНГЕО. 1977. 143 с.

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

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.

Требования к инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 с эколого-геологическими исследованиями и картографированием (ИГ – съемка с ЭГИК). Составители: И.М. Цыпина, П.В. Парев, Е.С. Мельников, В.Н. Островский, Л.А. Островский / - ВСЕГИНГЕО. М.: 1995. 26 с.

Требования к структуре и оформлению проектной документации на разработку месторождений твердых полезных ископаемых, ликвидацию и консервацию горных выработок и первичную переработку минерального сырья. Приложение к Приказу Минприроды России от 25.06.2010 N 218. Зарегистрировано в Минюсте РФ 10 августа 2010 г. N 18104

Фокин В.А., Тарасов Г.Е., Тогунов М.Б., Данилкин А.А., Шитов Ю.А. Совершенствование технологии буровзрывных работ на предельном контуре карьеров. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2008. 224 с.

Шемякин Е.И. (ред.). Методические рекомендации по изучению напряжённо-деформированного состояния горных пород на различных стадиях геологоразведочного процесса. МР 41-06-079-86 / Составители: Белов Н. И., Горбунов Ю. И., Иванов В. И. и др. М.: ВНИИгеоинформсистем. 1987. 118 с.

МОНИТОРИНГ БОРТОВ И УСТУПОВ КАРЬЕРА РУДНИКА ЖЕЛЕЗНЫЙ ОАО «КОВДОРСКИЙ ГОК» В ЦЕЛЯХ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ИХ УСТОЙЧИВОСТИ

А.А.Завьялов

ОАО «Ковдоский ГОК», Ковдор, Aleksander.Zavyalov@eurochem.ru

ОАО «Ковдорский горно-обогатительный комбинат» был введен в строй в 1961 г на базе разведанного на железные руды Ковдорского месторождения, расположенного в пределах одноимённого массива карбонатитов центрального типа на юго-западе Мурманской области [Афанасьев и др., 1972; Терновой, 1977]. В настоящее время предприятие разрабатывает карьером рудника «Железный» (рис. 1) комплексные бадделеит-апатит-магнетитовые (БАРМ) и маложелезистые апатитовые руды (МЖАР), а также планирует освоение резервных месторождений франколитовых (апатит-штаффелитовых) руд и карбонатитов. Кроме того, с 1995 года разрабатывается техногенное месторождение отходов обогатительного производства, уложенных в период 1962–1980 гг и содержащих промышленные концентрации апатита и бадделеита. За прошедшие с начала эксплуатации десятилетия добыто около 500 млн. т руды, а карьер достиг глубины более 300 м по замкнутому контуру (или около 500 м от максимальных превышений первоначального рельефа) [Туголуков и др., 2007]. Такая глубина карьера диктует особое отношение к обеспечению безопасности его эксплуатации.

Рис. 1. Карьер рудника «Железный»

История проблематики глубоких и сверхглубоких карьеров уходит ещё в 60-70-е годы XX века, когда на территории СССР некоторые карьеры достигли глубины разработки 250-300 м (Коркинский угольный). В проектах значительного числа строящихся и реконструируемых карьеров предусматривалось развитие работ на глубину 500 м и более (Коржинский и Бачатский угольные, Баженовский и Джетыгаринский асбестовые, Сарбайский и Качарский железорудные, Сибайский и Мукуланский руд цветных металлов) [Попов, Байкалов, 1991; Инструкция …, 1971]. Вместе с ростом глубины карьеров также увеличивался срок службы их бортов (до 30 и более лет). Кроме того, применение на карьерах более мощной производительной техники, прямо или косвенно привело к увеличению линейных параметров элементов горных выработок и, как следствие, к необходимости определения оптимальных углов откосов, обеспечивающих их устойчивость. Эта же задача также диктуется экономической и экологической целесообразностью уменьшения объемов вскрышных пород. Таким образом, исследования всех геомеханических и структурных параметров массива пород во взаимосвязи с элементами конструкции карьера приобретают особую актуальность.

Опыт проектирования и эксплуатации карьеров показывает, что расчёт ожидаемой устойчивости откосов базируется, как правило, на недостаточно полном исходном фактическом материале. Для

проектирования глубоких карьеров требуется детальная и достоверная информация, поэтому геомеханические исследования должны опережать проектные работы с тем, чтобы проект содержал реальные рекомендации и расчёты параметров уступов и технологии их формирования с учетом прочностных и структурных особенностей участков карьера.

Необходимость обеспечения безопасной эксплуатации глубоких карьеров в целом по стране обусловила появление соответствующей нормативно-технической и методической документации: в 1971 г - Инструкции по наблюдениям за деформациями бортов [Инструкция …, 1971] и в 1987 г – Методических указаний [Методические …, 1987]. Одним из основных стало положение о том, что в процессе строительства и эксплуатации карьера заданные проектом горнотехнические параметры нуждаются в регулярной корректировке и мониторинге развития опасных процессов. Применительно к карьеру рудника «Железный» эти работы и исследования до начала 1990 г выполнялись персоналом горной лаборатории рудника. Для решения комплекса задач в направлении управления долговременной устойчивостью откосов бортов при строительстве глубокого карьера ОАО «Ковдорский ГОК» в мае 1994 года вышел приказ «О создании в составе рудника «Железный» геотехнической группы». Помимо требований, регламентируемых действующей инструкции 1971 г, в обязанности группы были включены изучение и наблюдения за природной прочностью массива с целью обоснования сокращения объёмов вскрыши.

Проект карьера 1987 г, базирующийся на утверждённых ГКЗ СССР в 1975 г запасах, предусматривает отработку до абс. глубины -335 м. В соответствии с ним карьер должен иметь результирующие углы наклона бортов порядка 37-40º, а углы откосов уступов 40-70º при высоте 24 м. Начиная с 2006 г, интенсивно ведется разработка нового проекта, варианты которого предполагают увеличить глубину отработки запасов месторождения до абс. отм. -560 / -635 м [Туголуков и др., 2007]. Соответственно углы конечного контура карьера должны существенно возрасти.

В ходе эксплуатации карьера Ковдорский ГОК самостоятельно и с привлечением подрядчиков активно проводит комплекс различных исследований по геомеханике и сейсмичности, структуре и тектонике, инженерной геологии и гидрогеологии месторождения.

Увеличение потока информации о состоянии горного массива, а так же проявление разнообразных по масштабу и характеру деформаций бортов и уступов послужило основанием организации в июле 2002 года Группы мониторинга устойчивости уступов, бортов карьера и отвалов рудника «Железный». В январе 2008 г приказом «Об изменении организационной структуры и функций Геологического управления, Отдела главного маркшейдера и рудника «Железный»» в целях повышения эффективности управления и оптимизации производственных функций, группа мониторинга устойчивости уступов, бортов карьера и отвалов в качестве службы мониторинга устойчивости уступов (СМУУ ГУ) была включена в состав самостоятельного подразделения – Геологического управления ОАО «Ковдорский ГОК».

Основной целью деятельности СМУУ ГУ является мониторинг состояния бортов и откосов карьера рудника Железный ОАО «Ковдорский ГОК» как основа для их безопасной эксплуатации, а также обеспечения специалистов и управляющего персонала предприятия актуальной инженерно-геологической информацией для принятия оперативных и стратегических решений при производстве горных работ.

В задачи СМУУ входят (рис. 2):

- обеспечение горного персонала предприятия инженерно-геологической информацией, которая позволяет производить безопасную отработку максимальных объемов полезных ископаемых месторождения открытым способом при минимально возможных объемах вскрыши за счет максимального использования природной прочности массива;
- анализ данных полевых наблюдений, инженерно-геологических исследований и геомеханических расчетов с целью разработки текущего и долгосрочного прогноза устойчивости участков скального массива;
- локализация опасных деформаций и потенциально опасных участков скального массива, обеспечение безопасности производства горных работ при формировании и эксплуатации бортов карьера;
- координация и приемка результатов работ по геомеханическому, инженерно-геологическому и структурному изучению и мониторингу массива пород карьера рудника «Железный»;
- участие в разработке программ тематических работ по геомеханическому, инженерно-геологическому и структурному изучению и мониторингу массива пород карьера, приёмка результатов работ.

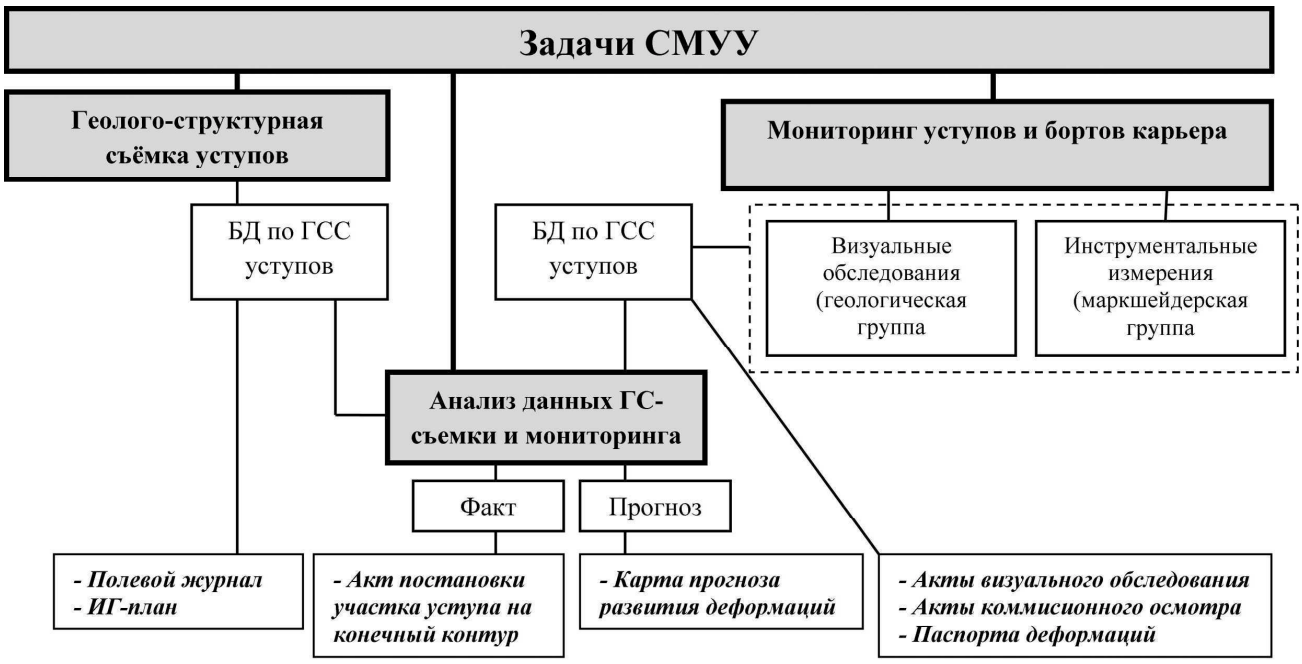


Рис. 2. Схема задач СМУУ ГУ

Основным объектом исследований и мониторинга являются различные виды деформаций уступов, бортов, откосов отвалов. Под этим термином следует понимать изменение формы и объема горных пород под действием различного рода сил (гравитационных, сейсмических, внешних пригрузок от горнотранспортного оборудования и т.д.) [Инструкция …, 1971; Методические …, 1987]

Рис. 3. Вывал на горизонте +190

В пределах карьера рудника «Железный» наблюдаются следующие виды деформаций [Геолого-структурное …, 2008]:

- вывалы и осыпи трещиноватых и дезинтегрированных пород;
- оползни-обрушения;
- клиновидные (призматические) обрушения;
- плоскостные обрушения;
- комбинированные.

Первая группа (рис. 3) является наиболее часто встречающейся и наименее опасной с точки зрения обеспечения устойчивости уступов и бортов. Ее появление предопределяют наличие участков интенсивной трещиноватости и/или "нещадящая" технология постановки уступов на конечный контур. В этом случае верхняя часть уступа (обычно 1/3-1/4 от высоты) в ходе постановки уступа на рабочий/конечный контур или в течение незначительного промежутка времени вслед за этим осыпается по плоскостям природных и техногенных трещин.

Деформация типа оползней-обрушений развивается преимущественно в зоне приповерхностной дезинтеграции скальных пород и вдоль зон франколитовой минерализации – линейных кор выветривания (рис. 4). В их формировании активное участие принимают поверхностные и подземные воды. Эти деформации наиболее проявлены в верхней части карьера (до 100-120 м от поверхности) и поэтому для нового проекта сверхглубокого карьера не представляют особого интереса.

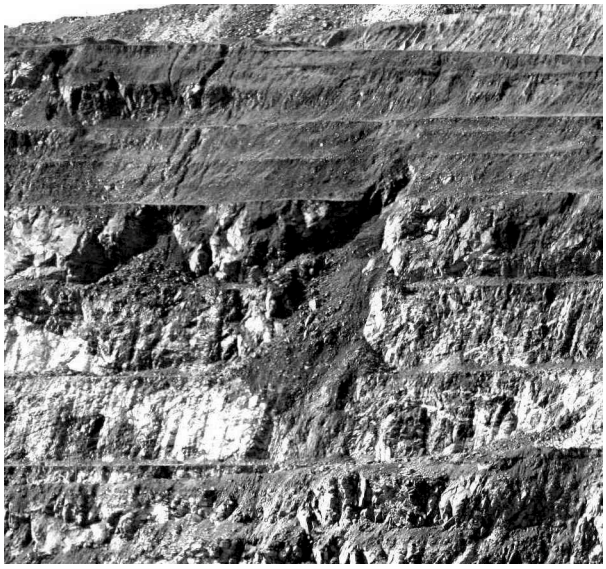


Рис. 4. Деформация типа оползень-обрушение

Рис. 5. Каскадная клиновая деформация уступов юго-восточного борта карьера

Рис. 6. Плоскостное обрушение участка восточного борта карьера

Деформации типа клиновидных (призматических) обрушений образуются за счёт взаимного подсечения двух и более поверхностей ослабления (трещины, разрывные нарушения, разломы), линия скрещения которых наклонена в сторону карьерной выемки (рис. 5). Призма обрушения, ограниченная этими поверхностями и откосом уступа, имеет форму клина. Этот вид деформаций присутствует в разных частях карьера, но наиболее интенсивно проявлен на северо-восточном,

северо-западном, западном и юго-восточном бортах. Развитие масштабной деформации этого типа представляет реальную опасность для устойчивости уступа или группы (2-3) уступов.

Плоскостное обрушение – это смещение пород по наклонной в сторону карьерной выемки поверхности, образованной трещиной, субпараллельной или близкой по простиранию откосу. Это наиболее опасный вид обрушения, так как может вызвать нарушение устойчивости не только уступа (группы уступов), но и всего борта. Деформации такого типа проявлены в основном на юго-восточном и восточном бортах карьера (рис. 6).

Проявление и опасная роль клиновидных и плоскостных деформаций в пределах карьера по добыче БАМР отмечались еще в начале 90-х годов по результатам тематических работ ФГУП ВИОГЕМ [Структурное …, 1991]. К настоящему времени проведена инвентаризация всех деформаций в пределах карьера рудника «Железный». Они ранжированы по степени опасности и являются первоочередными объектами контроля плановых наблюдений СМУУ ГУ.

До конца прошлого века наблюдения за состоянием уступов карьера и откосов отвалов производились по классическим методикам. Инструментальные наблюдения в виде рулеточных замеров и нивелирования различного класса проводились с различной периодичностью в течение сезона. При проведении визуальных обследований применялись методы геологической съемки, которые использовались при документации обнажений горных пород в полевых условиях с применением простейших приспособлений. Так как в пределах карьера отмечается весьма контрастно-неоднородное магнитное поле, обуславливающее девиацию в пределах всего спектра возможных вариаций (± 180°) [Жиров и др., 2010], то применение горного компаса становится весьма затруднительным.

Также неэффективно себя зарекомендовал и солнечный компас. Предпринимались попытки внедрить в систему документации метод фотограмметрии, но по причине отсутствия квалифицированных кадров и трудоемкости от него пришлось отказаться. Долгое время использовался специально сконструированный на базе гироскопа прибор – трещиномер, позволявший в значительной мере нейтрализовать влияние девиации. Однако и его эксплуатация выявила ряд проблем и неудобств в его использовании. Поэтому в результате многолетних опытно-экспериментальных работ совместно с ФГУП ВИОГЕМ была разработана комплексная методика картирования и документирования структурных элементов с интеграцией всех данных (азимутальные данные, маркшейдерская привязка, фото, контекстные и служебные данные) в оригинальную геинформационную систему «ГеоМикс» (рис. 7) [Геолого-структурное …, 2008]. Эта методика базируется на дистанционной привязке и измерении азимутальных параметров прецизионным маршейдерским оборудованием.

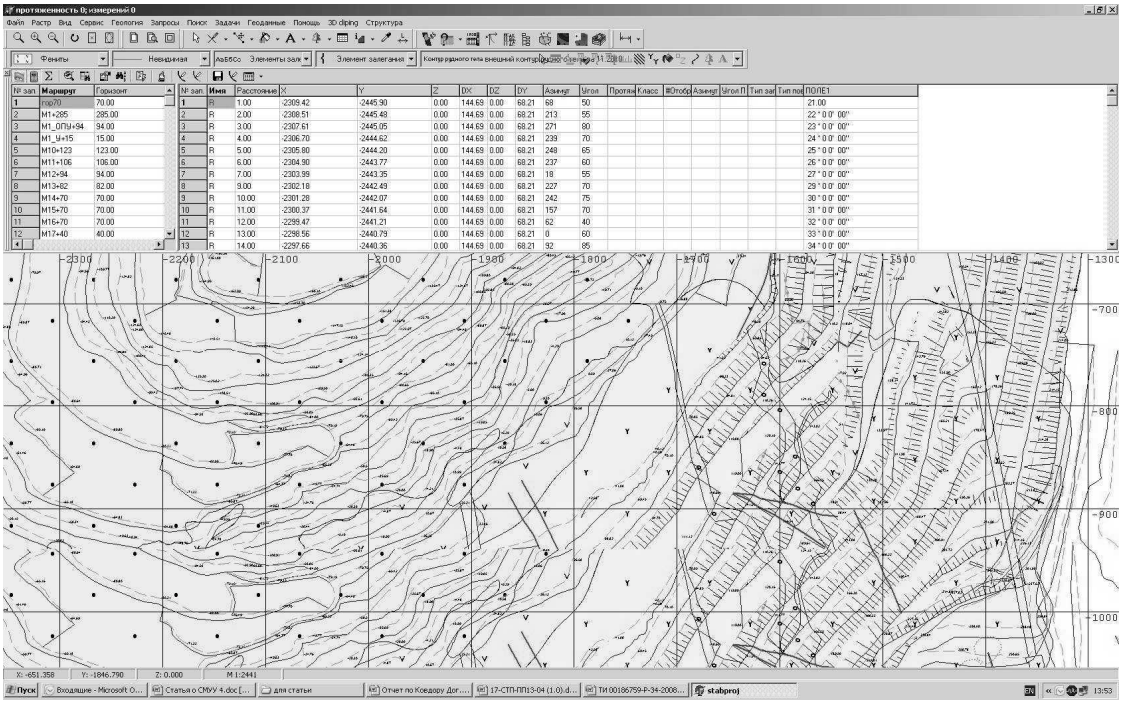


Рис. 7. Скриншот интерфейса ГИС «ГеоМикс»

За последние несколько лет служба получила в своё распоряжение новое современное оборудование, что позволило не только повысить эффективность и производительность исследований и наблюдений, но и делать новые виды работ (например, профилирование откоса уступа (группы уступов)), что важно при контроле качества постановки уступа на конечный контур:

- высокоточный тахеометр «Sokkia» Set 1030R3 со следующими ТТХ: точность угловых измерений: 1”; увеличение трубы: 30х; компенсатор/диапазон работы компенсатора: двухосевой, ±3’; минимальное фокусное расстояние: 1.3 м; дальность измерений на 1 призму: 5000 м; дальность измерений без отражателя: 350 м; точность линейных измерений на 1 призму: ±(2+2x10-6xD) мм; время одного измерения: 1.4 сек; клавиатура: двухсторонняя, буквенно-цифровая, объем памяти: 8800 точек; диапазон температур: от -20 до +50 °С; максимальное время работы: 5 часов; вес: 5.9 кг.

- фотокомплекс, включающий в себя мощную фотокамеру для съемки в полевых условиях, фотообъектив 500 мм, экстендер увеличивающий фокусное расстояние объектива до 1000 мм; фотокомплекс позволяет производить съемку противоположного борта карьера минимальным искажением;

- гироскопический трещиномер ТГ-3М (рис. 8) с модернизированным блоком питания; в отличие от предыдущих модификаций новый блок питания, за счет современных элементов и малого веса позволяет производить работы в течение всей смены;

- лазерный сканер «Leica HDS4400», позволяющий построить поверхность с расстояния до 700 м и шагом 15 см, что значительно упрощает работы по контролю за качеством постановки уступа на конечный контур, а также позволяет следить за развитием деформации на основе сравнительной оценки последних результатов съемки участка и сделанных ранее.

Для исследования уступов и документации разрывной тектоники в труднодоступных местах специалисты СМУУ также привлекают горную и специальную технику.

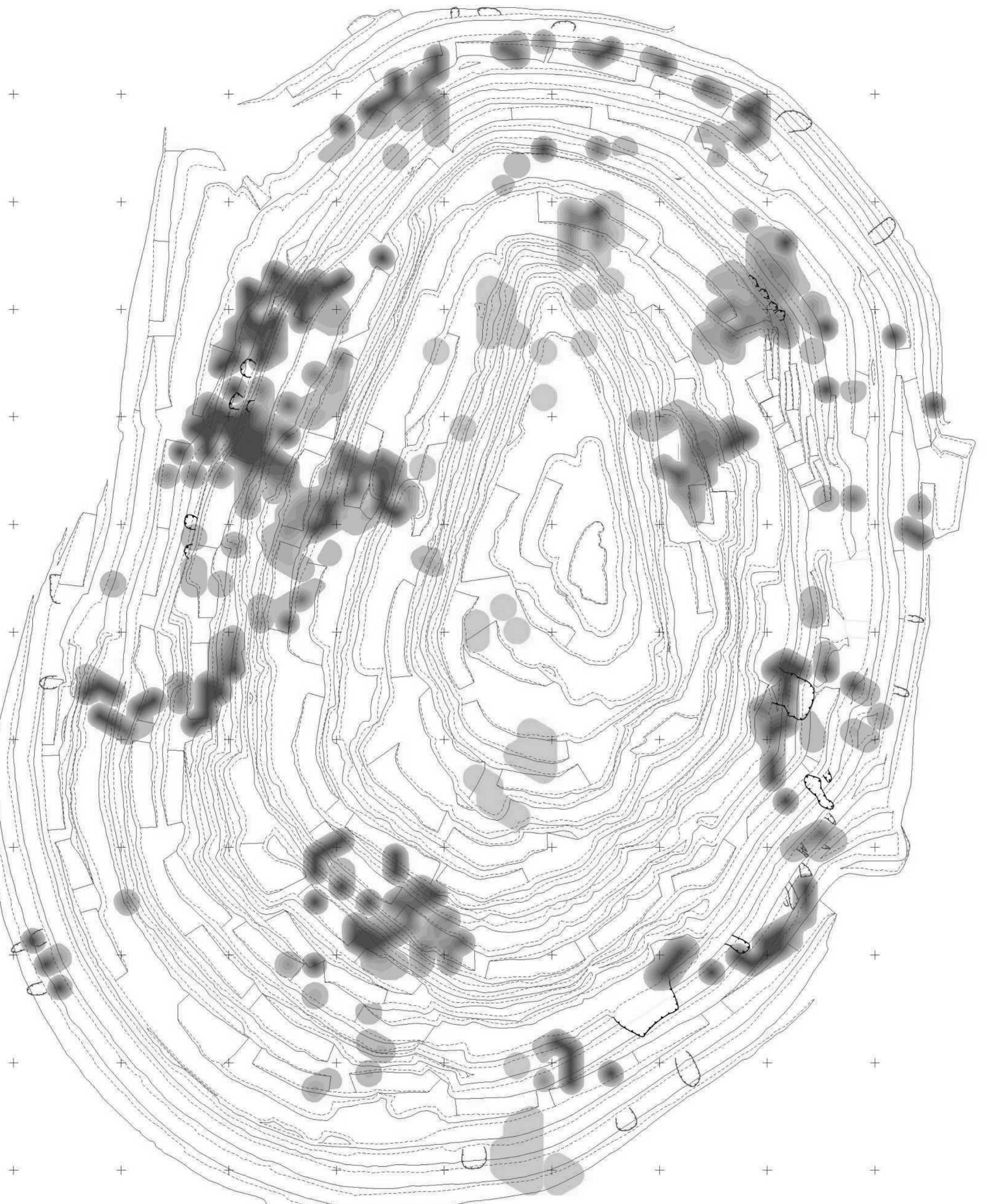
Применение этой технологии позволило на порядок увеличить производительность при проведении геолого-структурных исследований, быстрее нарабатывать статистический материал, более оперативно вносить изменения в геолого-структурную документацию и перейти к мониторингу устойчивости уступов и бортов на основе систематических высокоточных наблюдений.

В настоящее время мониторинг уступов мониторинг бортов и уступов карьера ведется более интенсивно и комплексно за счёт интеграции новых комплексных и междисциплинарных исследований. С 2008 года под руководством и с научно-методическим сопровождением лаборатории Геомеханики ГоИ КНЦ РАН в карьере разворачивается система микросейсмомониторинга для отслеживания тенденций развития опасных сейсмодинамических явлений и исследования их влияния нахождения на устойчивость бортов карьера.

Также производятся исследования скального массива методами определения значений напряженно-деформированного состояния «in situ» и по результатам математического моделирования.

На участках борта, потенциально опасных с точки зрения проявления масштабных деформаций, производится бурение инженерно-геологических скважин с отбором ориентированного керна. Кроме того, проводятся видеометрические исследования в «проблемных» скважинах, которые позволяют оценить структурное состояние массива без влияния техногенной трещиноватости (выявление открытых трещин, их масштаб и ориентировка), и различные геофизические исследования (сейсмотомография, сейсмоакустическое профилирование, георадарная съёмка и т.д.).

Рис. 8. Гироскопический трещиномер ТГ-3М



Максимально возможная ширина (м) зоны разрушения берм уступов различной высоты

Области с устойчивыми откосами и при угле их наклона, градус		Высота уступа, м 12	15	24
до 70	▬	4.37	5.46	8.74
70-72	▬	3.90	4.87	7.80
72-74	▬	3.44	4.30	6.88
74-76	▬	2.99	3.74	5.98
76-78	▬	2.55	3.19	5.10
78-80	▬	2.12	2.64	4.23
80-82	▬	1.69	2.11	3.37
82-84	▬	1.26	1.58	2.52
84-86	▬	0.84	1.05	1.68

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Деформации уступов карьера: а - в породном массиве, не затронутом процессами гипергенеза; б - в зоне гипергенной дезинтеграции коренных пород и моренных отложений

Разным цветом показаны области с устойчивыми откосами при различных углах их наклона (см. таблицу)

Министерство промышленности и энергетики Российской Федерации Федеральное агенство по промышленности Роспром ФГУП ВИОГЕМ				Договор №435-04	
				ОАО "Ковдорский ГОК"	
		Подпись	Дата	ОТЧЕТ Геолого- структурное картирование участков карьера рудника "Железный" ОАО Ковдрский ГОК, планируемое к постановке в конечное положение в 2004-2005г.г.	Приложение № 5
Заведующий ОГГИ	Дунаев В.А.				
Отв. исполнитель	Серый С.С.				
Исполнители	Никулин В.М.				масштаб:
	Куракин В.А.			План прогноза ширины зоны разрушения берм уступов карьера	1:3000
	Кожуховский А.В.				2006 г.

Рис. 9. План прогноза ширины зоны разрушения берм уступов карьера [Геолого-структурное…, 2006]

Вся совокупность результатов исследований позволяет на качественно новом уровне осуществлять мониторинг бортов и уступов и разрабатывать средне-долгосрочный прогноз их устойчивости [Геолого-структурное …, 2006ф] (рис. 9).

В настоящее время СМУУ ГУ ведет работу по созданию карты прогноза устойчивости уступов на основе данных собственных исследований и данных подрядчиков, которая позволит районировать карьерное поле и обеспечить безопасное развитие горных работ в рамках нового проекта глубокого карьера. Одним из реальных результатов деятельности СМУУ, накопления и обобщения опыта тематических исследований и базы знаний о деформационных процессах стала подготовка инструкции «Порядок действия горного персонала ОАО «Ковдорский ГОК» при выявлении

факторов, влекущих нарушение устойчивости бортов, откосов уступов и отвалов в карьерах рудника «Железный» [Инструкция …, 2010].

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Состояние и перспективы расширения сырьевой базы Ковдорского рудного узла // В кн.: Перспективы развития Ковдорского промышленного комплекса. Апатиты. 1972. С. 31-56.

Жиров Д.В., Климов С.А. и Румянцев В.О. Измерение азимутальных характеристик в неоднородном магнитном поле // Доклад семинара ГИ КНЦ РАН, посвящённого Дню Науки 08 февраля 2010 г. Апатиты. Электронное издание: http://geoksc.apatity.ru. Апатиты. 2009. 17 с.

Инструкция по наблюдениям за деформациями бортов карьеров, откосов уступов и отвалов на карьерах и разработка мероприятий по обеспечению их устойчивости. Л.: ВНИМИ. 1971. 187 с.

Методические указания по наблюдениям за деформациями бортов разрезов и отвалов, интерпретации их результатов и прогнозу устойчивости. Л.: ВНИМИ. 1987. 118 с.

Попов В.Н., Байкалов Б.Н. Технология отстройки бортов карьеров. М.: Недра 1991. 252 с.

Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та. 1977. 168 с.

Туголуков А.В., Кампель Ф.Б., Быховец А.Н. и др. Интенсификация использования природных и техногенных минерально-сырьевых ресурсов / Горный журнал. М.: Изд-во Руда и металлы. 2007. № 9. С. 14-21.

ФОНДОВЫЕ ИСТОЧНИКИ

Геолого-структурное картирование уступов карьера рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК», планируемых к постановке в конечное положение в 2004-2005 годах». Отчет о НИР // ФГУП ВИОГЕМ. Отв. исполнитель Серый С.С. Белгород. 2006.

Геолого-структурное картирование уступов карьера рудника «Железный» и ОАО «Ковдорский ГОК», планируемых к постановке в конечное положение в 2006-2007гг. и прогноз их устойчивости. Отчет о НИР // ФГУП ВИОГЕМ. Отв. исп. Серый С.С. Белгород. 2008.

Инструкция «Порядок действия горного персонала ОАО «Ковдорский ГОК» при выявлении факторов, влекущих нарушение устойчивости бортов, откосов уступов и отвалов в карьерах рудника «Железный». Ковдор. 2010. 13 с.

Структурное инженерно-геологическое картирование Ковдорского месторождения с увязкой съемки карьера с данными по скважинам для расчета оптимальных углов наклона бортов перспективного карьера. Отчет о НИР // ВИОГЕМ. Отв. исполнитель Дунаев В.А. Белгород. 1991.

Технологическая инструкция (регламент) по постановке уступов карьера рудника «Железный» в конечное положение. Ковдор. 2008. 78 с.

ОПЫТ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОБЪЕКТАМ БЛОЧНОГО КАМНЯ (НА ПРИМЕРЕ САЛМИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ, Ю-З КАРЕЛИЯ)

А.А. Иванов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, ivanov@krc.karelia.ru;

При всем многообразии гранитов, распространенных на территории Карелии, на долю магматических приходится не более 6% от площади республики [Лишневский, 2000]. Поэтому Салминский многофазный массив гранитов рапакиви, расположенный в Приладожье, является для Карелии уникальным объектом, как с точки зрения изучения процессов докембрийского магматизма, так и поиска месторождений перспективных на блочный камень.

Салминский массив, один из наиболее крупных плутонов, расположенных вдоль южной краевой части Фенноскандинавского щита. В этом поясе он занимает наиболее восточное положение и является по времени образования самым молодым (рис. 1, 2).

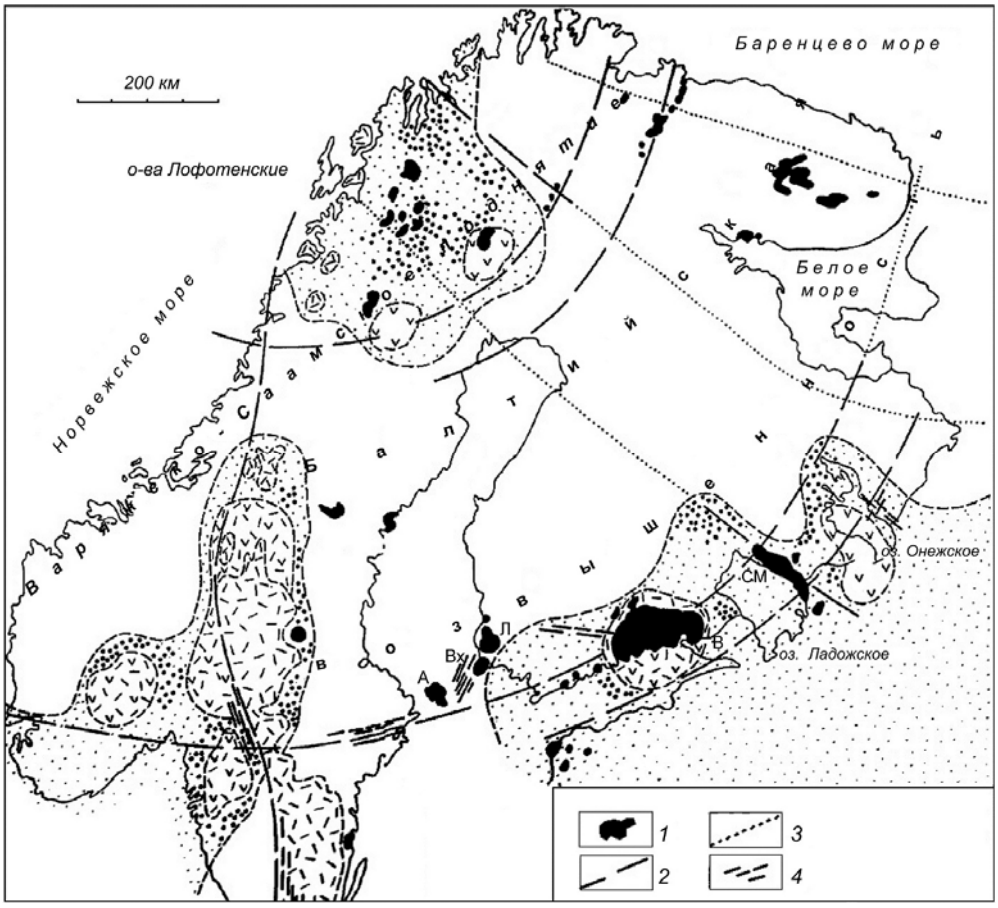


Рис. 1. Схема размещения пояса плутонов рапакиви в южной краевой части Фенноскандинавского щита, (по Светов А.П., Свириденко Л.П., 1991, с упрощениями).1 – массивы гранитов рапакиви (А-Аланд, Вх-Вехмаа, Л-Лаитила, В-Выборгский, СМ-Салминский); 2 – шовные зоны сочленения геоблоков с активным развитием; 3 - шовные зоны сочленения геоблоков с пассивным развитием; 4 – поля и пояса даек долеритов и габбродолеритов

Месторождение Муставара расположено в области развития гранитов рапакиви III фазы — питерлитов [Свириденко, 1968]. Результаты восстановления осей главных нормальных напряжений будут показаны на примере месторождения Муставара.

Дешифрирование линеаментов локального и регионального уровня позволяет определить направления простирания главных разломов в районе и построить карту плотности для последующего прогнозирования (рис. 3).

Нанесение разломов R_1 (простирание СВ – 60°) и R_2 (простирание СЗ – 330°) на диаграмму трещиноватости месторождения Муставара (рис. 4).

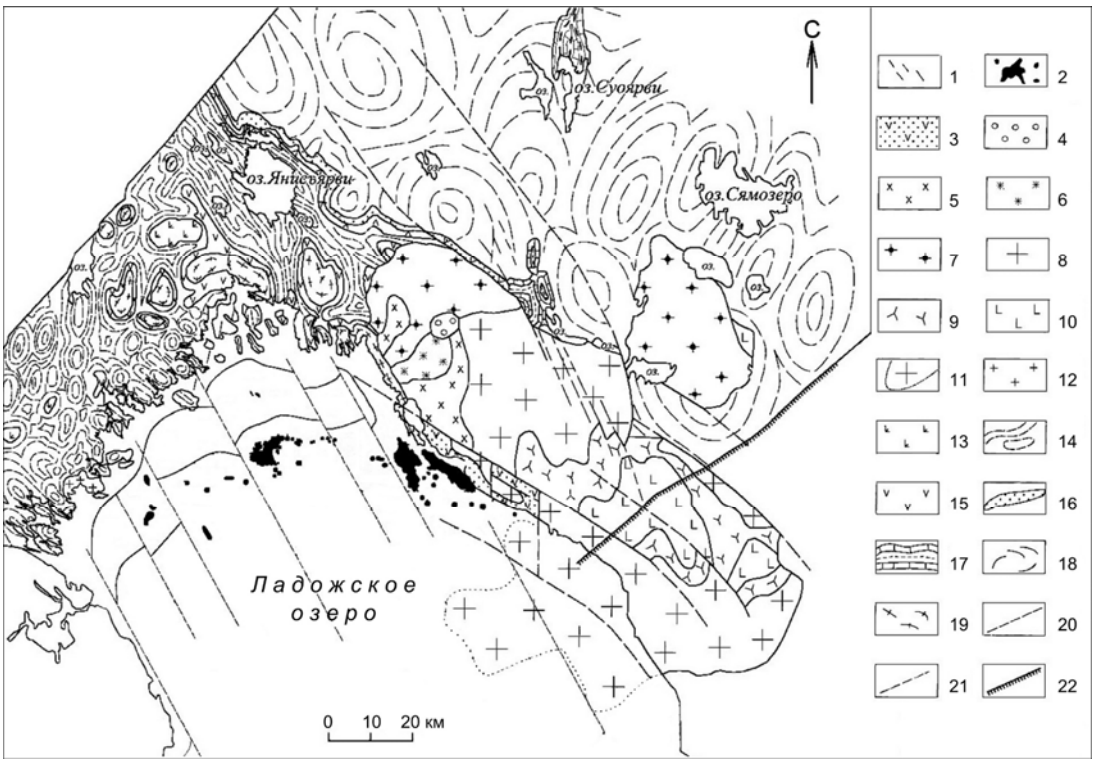


Рис. 2. Положение Салминского могофазного массива гранитов рапакиви в Свекофеннском геоблоке (по Свириденко Л.П., Светов А.П., 2008). 1 — дайки габбродолеритов, гиалобазальтов (сортавалитов); 2 — габбродолериты и сопутствующие монцониты, сиениты, субщелочные лейкограниты Валаамского силла; 3 — салминская свитакрасноцветных песчаников и амфиболизированных платобазальтов. Разновидности пород Салминского габбро-анортозит-рапакивигранитного массива: 4 — крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой; 5 — неравномернозернистый, участками порфировидный гранит; 6 — питерлит; 7 — равномернозернистый биотитовый гранит; 8 — выборгит; 9 — габбронориты; 10 — габброанортозиты; 11 — предполагаемое распространение пород Салминского массива в акватории Ладожского озера; 12 — позднесвекокарельские граниты массива Терву; 13 — габбро, габбродиориты; 14 — породы ладожской серии; 15 — платобазальты сортавальской серии; 16 — нерасчлененные ятулийские и людиковийские осадочные породы; 17 — Туломозерская ятулийско-людиковийская структура; 18 — гранитизированные породы позднеархейского вулканогенно-осадочного чехла; 19 — архейские тоналитогнейсы и плагиогранитогнейсы ядер купольных структур; 20 — разломы; 21 — разломы Валаамско-Салминской островной гряды; 22 — граница палеозойского чехла

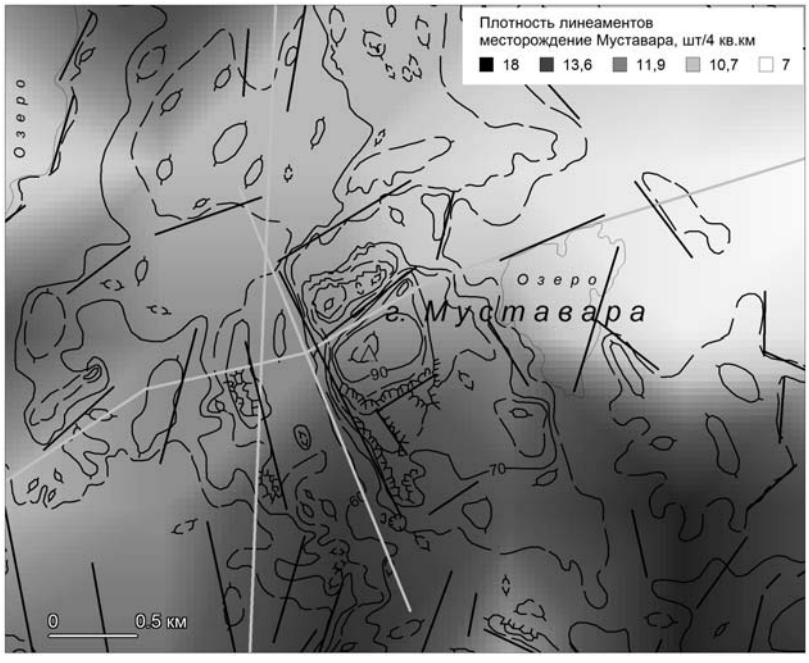


Рис. 3. Карта плотности линеаментов района месторождения Муставара (черные линии – линеаменты, светло-серые линии – региональные тектонические нарушения)

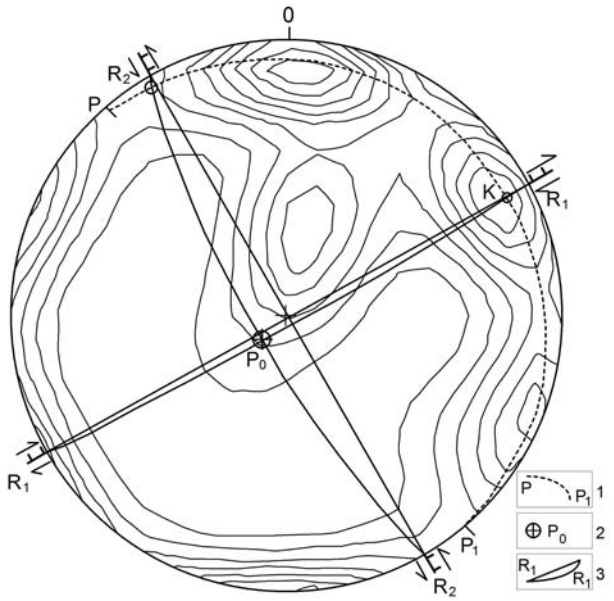


Рис. 4. Диаграмма трещиноватости месторождения Муставара с восстановленным поясом трещиноватости и плоскостями разломов (323 замера элементов ориентировки трещин, верхняя полусфера, равноплощадная проекция; 1 - пояс трещиноватости P-P_1, 2 –полюс пояса трещиноватости, 3 – R_1-R_1 разлом СВ-60°, R_2-R_2 разлом СЗ-330°)

По данной диаграмме тип перемещения по разлому R_1 – сдвиг. В региональном поле напряжений для Карелии, определенном Сим [Сим, 2000] при З – СЗ субгоризонтальном сжатии и субмеридиональном растяжении тип перемещения по этому разлому должен быть правым сдвигом. Аналогично с разломом СЗ простирания (330°). Плоскость разлома R_2 – P_0 – R_2 падает на СВ под углом 80°. По R_2 смещение будет левосдвиговое.

Ранее было показано [Сим, Свириденко, 2009] – новейшие разломы СЗ простирания – левосдвиговая компонента унаследована с нижнего протерозоя.

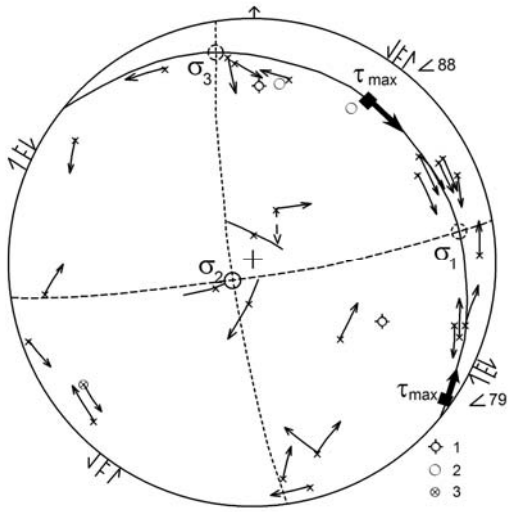


Рис. 5. Положение осей главных нормальных напряжений в т. 130, нижний забой, месторождение Муставара (1 – аплит, 2 — кварцевые жилы, 3 — гидроокислы железа)

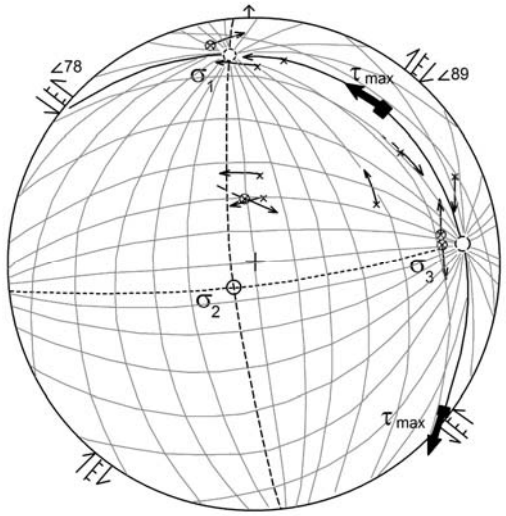


Рис. 6. Положение осей главных нормальных напряжений в т. 136, средний забой, месторождение Муставара

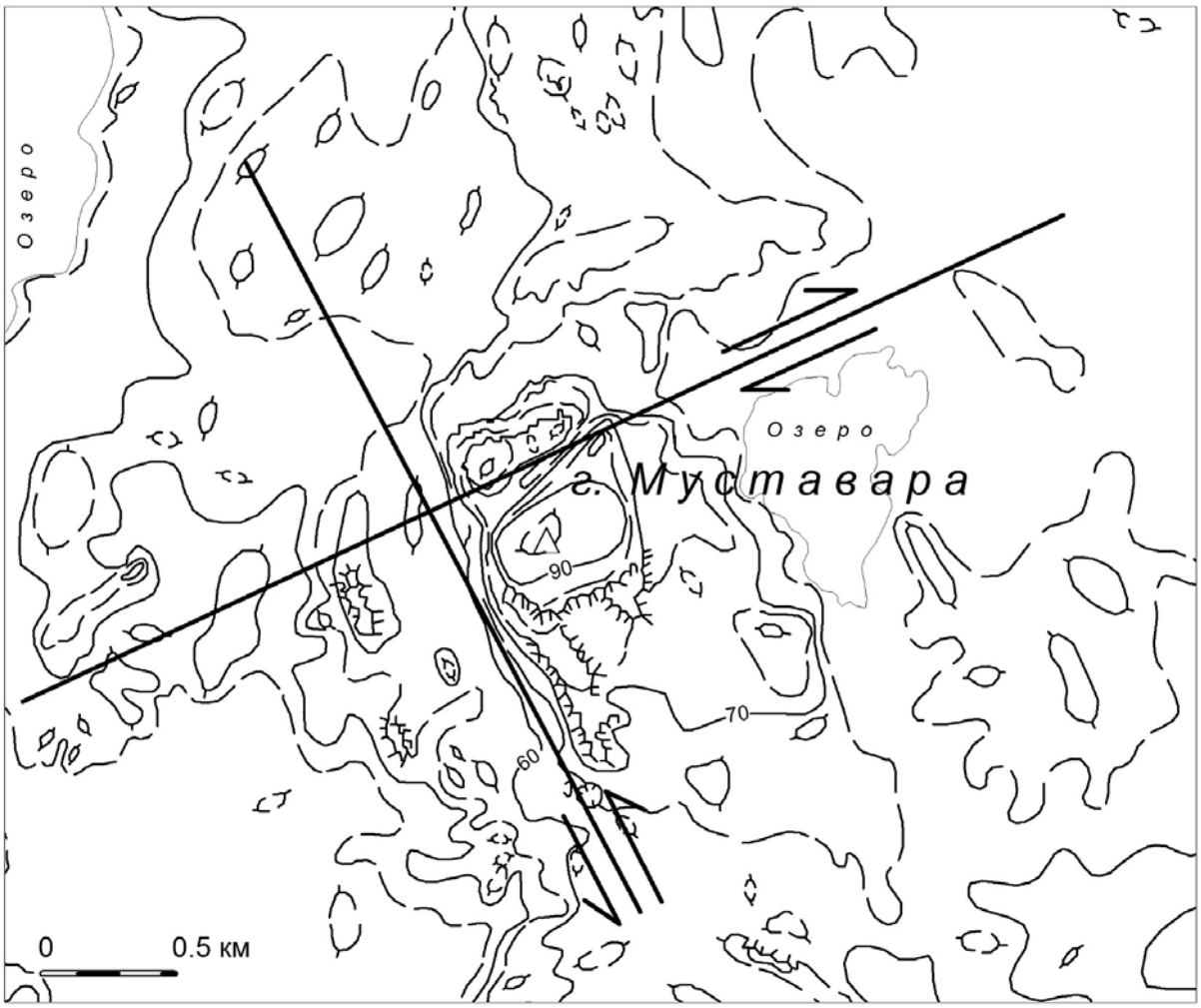


Рис. 7. Положение месторождения Муставара в региональном поле напряжения (модель)

Активность СВ разлома R1 – R1 подтверждена изменением ориентировок локальных полей напряжения на контакте I и V фаз гранитов рапакиви [Иванов и др., 2009].

Разлом R_2 между нижним и средним забоями (аз. пр. 330) выражен: В общей трещиноватости (323 замера) установлено, что он круто падает на СВ – 60° под углом 80°, на плоскости разлома, восстановленного по поясу трещин, тип перемещения сдвиговый.

По поясу трещин разлом R_1 крутой, падает СЗ – 330° под углом 88°, правый сдвиг. R_2 приводит к резкому изменению осей напряжений локального уровня, вплоть до переиндексации осей σ_3 и σ_1:

Ось σ_3 (сжатия) в т. 130 – субмеридиональная, а в т. 136 – субширотная (Рис.5, 6).

Ось σ_1 (растяжения) в т. 130 – субширотная, а в т. 136 – субмеридиональная (Рис.5, 6).

Оба локальных поля напряжений сдвиговые.

Таким образом, изучение трещиноватости и тектонических напряжений показало, что современная картина трещиноватости в пределах третьей фазы гранитов рапакиви обусловлена как прототектоникой, так и новейшей тектоникой. Конкретно для месторождения Муставара, положение его в секторе локального сжатия, обусловленного разнонаправленными сдвиговыми перемещениями по диагональным разломам, приводит к формированию сколовых трещин, что в свою очередь ведет к значительной нарушенности гранитов рапакиви данного месторождения. Это подтверждается и данными визуальных наблюдений на месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов А.А., Шеков В.А. Тектонофизические особенности формирования месторождений облицовочного (блочного) камня Карелии // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2009. С. 57-60.

Лишневский Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 23-32.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: 1991. 199 с.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск. 2008. 122 с.

Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск. 1968. 116 с.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.

Сим Л.А., Свириденко Л.П. Тектоническая модель разломной тектоники восточной части Балтийского щита и прилегающей части Русской плиты // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции. Апатиты. 2009. С. 156-159.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В СТРУКТУРАХ ОСНОВАНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

М.Н. Кондратьев

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, mkondratyev85@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Анализ тектонической трещиноватости с целью выявления полей напряжений выполнялся на двух участках – Хетинском и Арманском (рис. 1), которые расположены вдоль северной границы приохотского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), в зоне его сочленения с Яно-Колымской мезозойской складчатой системой (ЯКСС). В строении этой зоны выделяются 3 структурных яруса. Нижний образован складчатыми структурами Аян-Юряхского антиклинория и Армано-Вилигинского синклинория [Государственная..., 1992], которые сложены пермскими, триасовыми и юрскими терригенными толщами. Для нижнего яруса характерны в основном брахиформные антиклинальные и синклинальные складки, которые фрагментарно обнажены из-под вулканических накоплений мелового возраста. Он является фундаментом, на котором формировались вулканогенные структуры ОЧВП, образующие средний структурный ярус. Последний состоит из разнообразных вулканоструктур, сложенных различными по составу (от риолитов до андезитов и базальтов) эффузивными и субвулканическими комплексами альб-сеноманского возраста. К верхнему ярусу относятся неотектонические межгорные впадины, выполненные континентальными осадками неоген-четвертичного возраста. Таким образом, на рассматриваемой территории складчатые сооружения ЯКСС пережили три этапа тектонических деформаций, следы которых должны быть запечатлены в тектонической трещиноватости горных пород. Первый этап, позднеюрский – это образование брахиформной складчатости, связанной с нею сети соскладчатых разломов и кливажных структур. В это время были активизированы крупные разломы северо-западного простирания [Умарский, Малтанский и др.], разделяющие основные структурные элементы ЯКСС. Второй этап, альб-сеноманский знаменует резкую смену геодинамической обстановки: начались мощные тектоно-магматические процессы, обусловившие формирование структуры ОЧВП. Они сопровождались образованием крупных магмоподводящих разломов северо-восточного и субмеридионального простираний. Эти процессы, очевидно, в существенной мере отразились в виде наложенных тектонических деформаций в структуре нижнего яруса.

В дальнейшем, в неоген-четвертичное время, нижний и средний структурный ярусы были подвергнуты неотектонической активизации, в ходе которой был частично унаследован структурный план мезозоид и ОЧВП, но также возникли и новообразованные структурные элементы, главным образом в виде сети разломов, которая определила план блоковой структуры неотектонических поднятий и межгорных впадин. Среди крупнейших неотектонических разрывных нарушений выделяются возрожденные разломы мезозоид северо-западного простирания, а также унаследованные разломы ОЧВП субмеридионального и северо-восточного простираний. Новообразованными, возникшими на неотектоническом этапе являются крупные разломы субширотногопростирания

АНАЛИЗ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ.

Участок «Хета» расположен в басс. р. Малтан в зоне динамического влияния Хетинского разлома, который трассируется в субширотном направлении через долину р. Хета от р. Малтан на западе до р. Эльген – на востоке на расстояние около 90 км [Кондратьев, 2008]. Этот разлом отчетливо проявлен в неотектонической структуре района в виде кулисной системы разрывов, с которой связана долина р. Хета и сквозные долины, соединяющие бассейны рр. Хета и Талая. Он рассекает структуры основания пермско-юрского возраста и складчатые вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса.

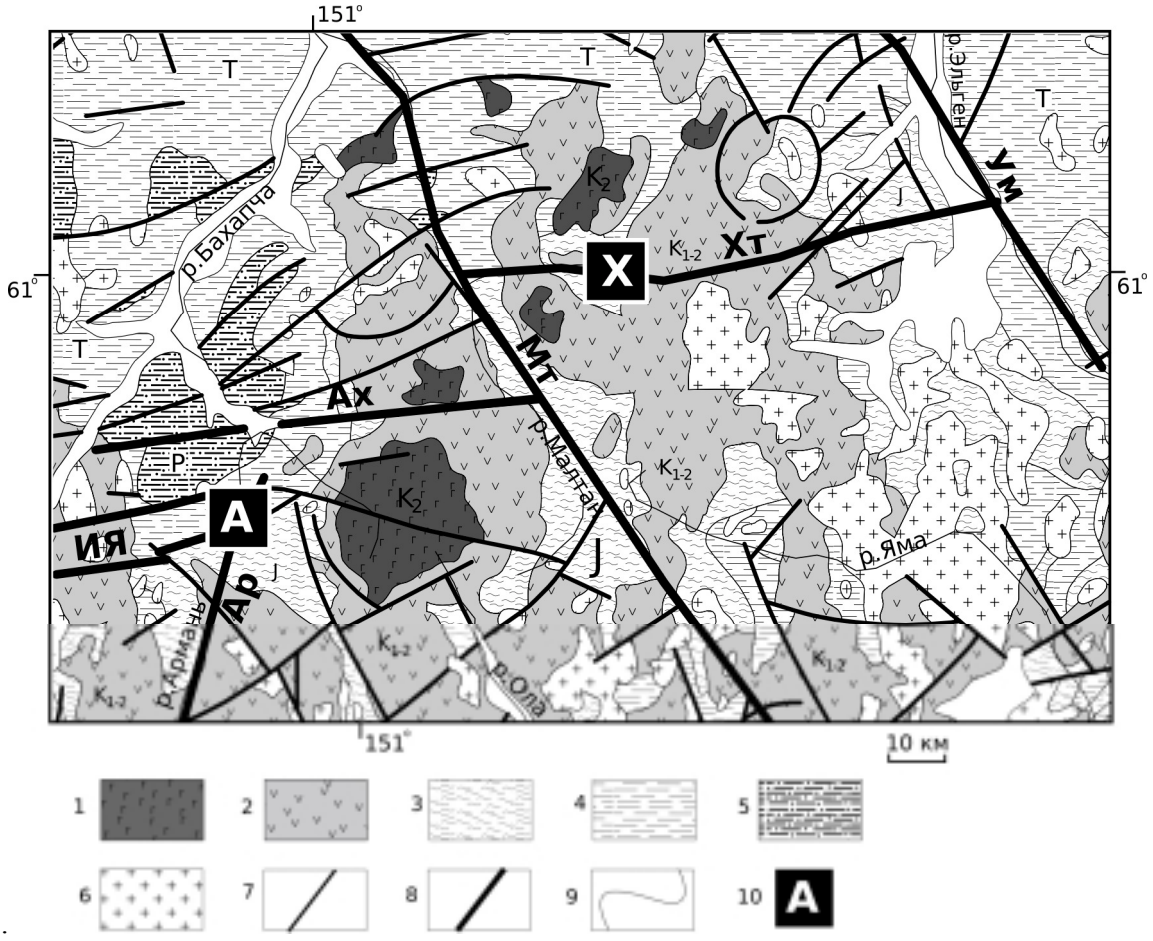
На участке «Хета» нами были выполнены массовые замеры элементов залегания тектонической трещиноватости в 12 точках (рис. 2, а). В каждой точке сделано в среднем по 100 замеров, на основании которых были построены матрицы плотности трещиноватости. Реконструкция полей напряжений в точках проводилась в соответствии с методическими разработками П.Н. Николаева и М.В. Гзовского. По методу П.Н. Николаева [1982] выявлялись сопряженные максимумы, по которым

с помощью метода М.В. Гзовского [1975] осуществлялось восстановление положения осей главных нормальных напряжений. В трех точках сопряженные максимумы на диаграммах не были проявлены. По методу, предложенному К.Ж. Семинским [Семинский, 2005], на диаграммах матриц трещиноватости каждой точки были выделены тройственные парагенезисы, которые по степени подобия были разделены на четыре группы. Результаты интерпретации матриц трещиноватости представлены на рис. 2, а.

В изученных обнажениях хорошо выражены сопряженные системы трещиноватости, которые также проявляются на диаграммах плотности трещиноватости в виде максимумов, смещенных навстречу друг другу. Кроме того, в обнажениях также присутствует подчиненная система трещиноватости. На рис. 3, а. показана система эшелонированных трещин, интерпретируемая как сколы Риделя. Установленная кинематика этой системы отвечает сбросу. Примечательно, что простирание этой системы трещиноватости коррелируется с простиранием Хетинского разлома, отличаясь от него на 10^{o}-20^{o} в различных обнажениях.

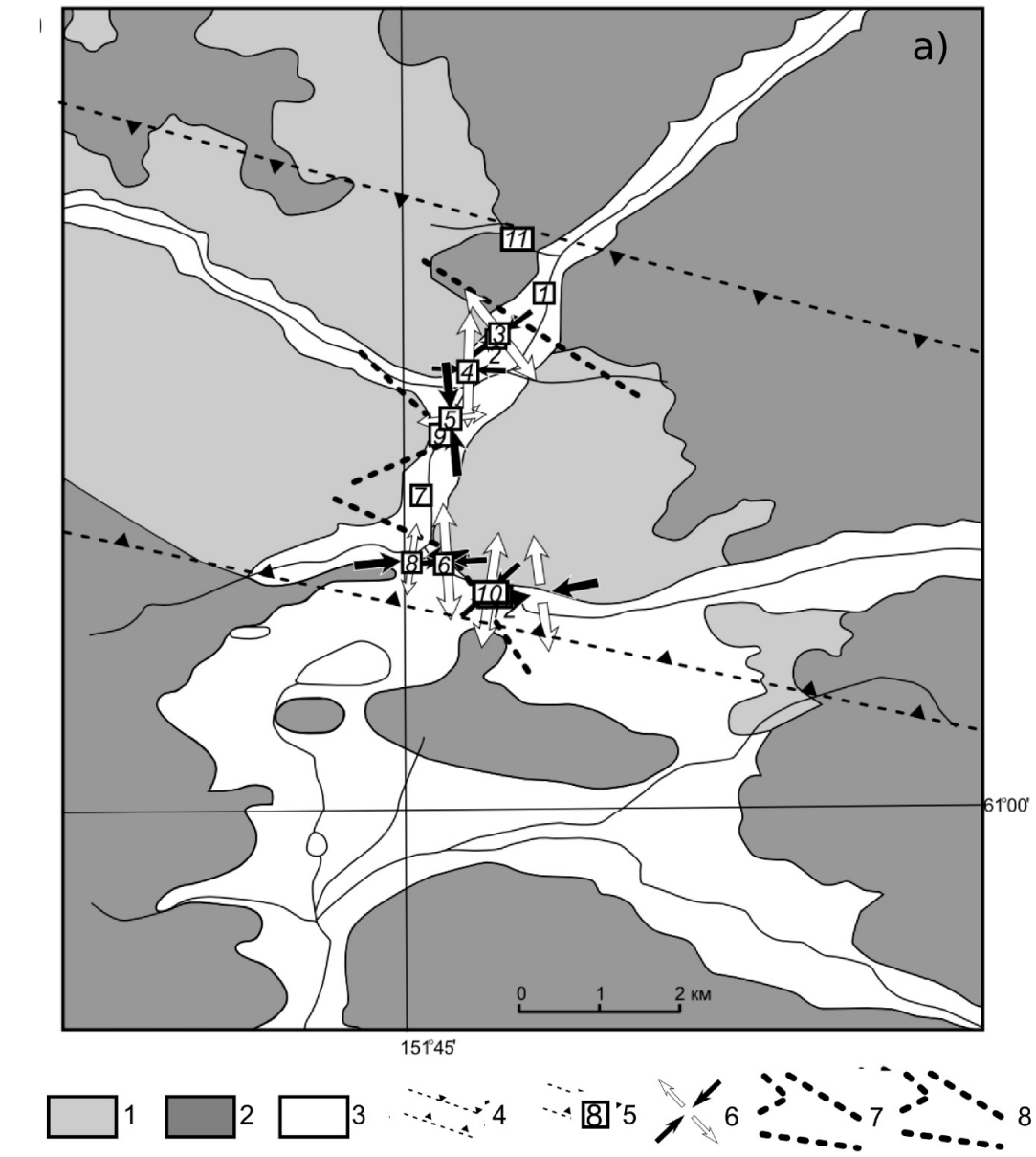
В одном из обнажений был обнаружен кварцевый прожилок, характер взаимоотношений контактов которого со вмещающими породами и сколовыми трещинами позволяет представить его как мостиковую структуру растяжения, смещенную образовавшимися впоследствии сколовыми трещинами сбросовой кинематики. Примечательно, что в результате инверсии напряжений, направление движения по плоскости примерно одного и того же залегания изменилось на противоположное.

Свидетельством изменчивости поля напряжений в исследуемом районе является также обнаруженные в некоторых обнажениях зеркала скольжения, запечатлевшие в себе движения по этим



.

Рис. 1. Геологическое строение района (по Геологическая карта...., 1992). 1-2 — вулканические образования ОЧВП: 1 — базальты, андезиты (сеноман); 2 — андезиты, дациты, риолиты их туфы (альб-сеноман); 3-5 — осадочные формации ЯКСС: 3-4 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, межпластовые тела базальтов юрского (3) и триасового (4) возраста; 5 — глинистые и песчано-глинистые сланцы, известняки, туфопесчаники пермского возраста; 6 — позднемеловые интрузии гранитоидов; 7 — разломы; 8 — крупные неотектонические разломы (Ах-Ахчанский, Ар-Армансикй, ИЯ-Иня-Ямский, МТ-Малтанский, ХТ-Хетинский, УМ-Умарский); 9 — геологические границы; 10 — участки работ (А — Армань, Х — Хета)



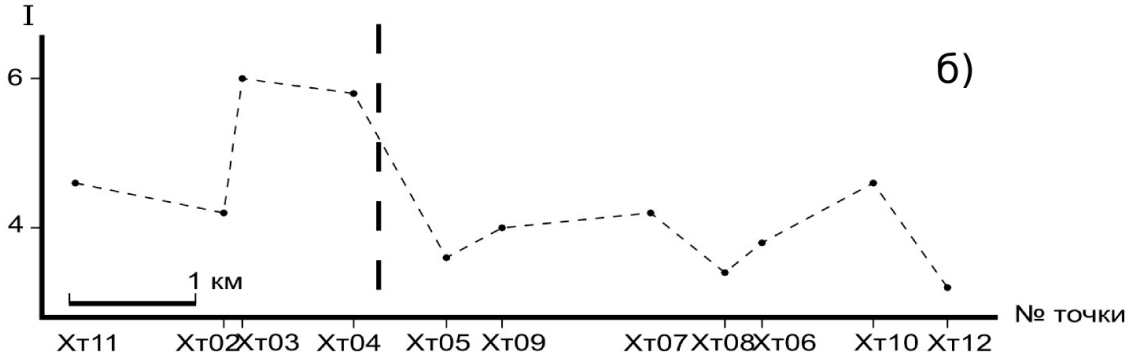


Рис. 2. Восстановленные направления осей сжатия и растяжения (а) и вариации значений относительной интенсивности поля напряжений вкрест простирания Хетинского разлома (б).
1 — структуры ЯКСС (J_{1-2}); 2 — эффузивы среднего и кислого состава ОЧВП (K_2); 3 — четвертичные отложения; 4 — зона Хетинского активного разлома; 5 — пункты наблюдений тектонической трещиноватости; 6 — реконструированные направления осей растяжения и сжатия; 7 — предполагаемые границы областей с подобной ориентировкой тройственных парагенезисов. На рис. (б) пунктирной линией показано положение плоскости разлома

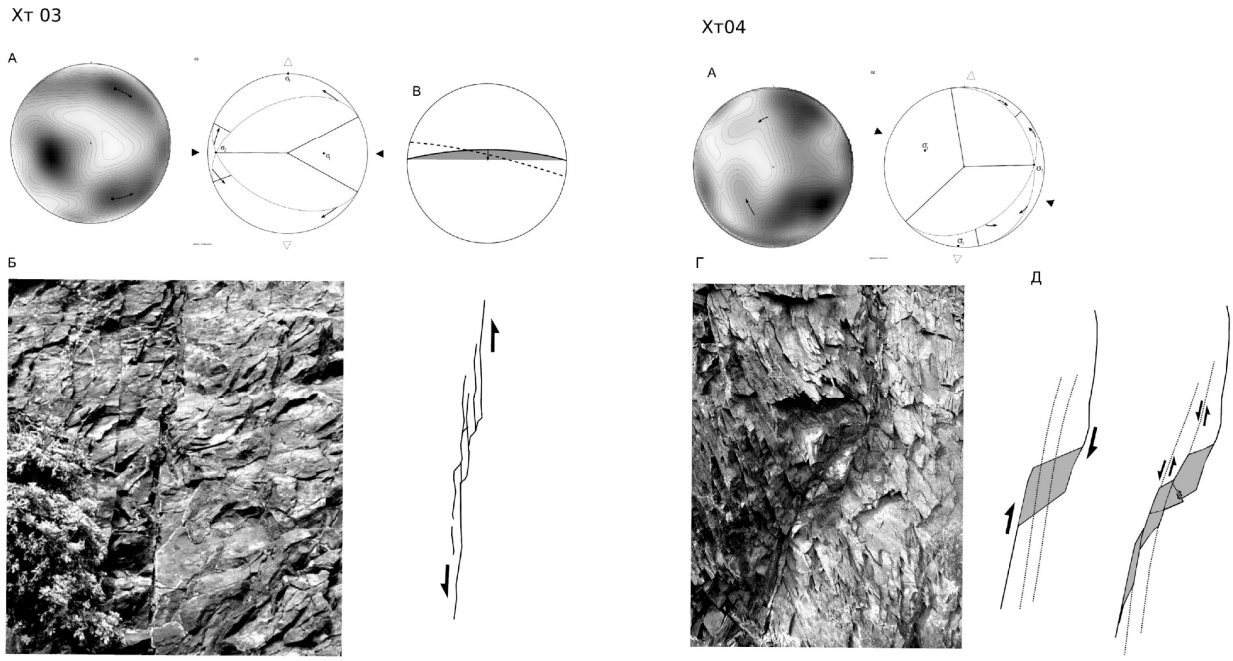


Рис. 3. Обнажение юрских алевролитов в пункте Хт03 и кварцевый прожилок в обнажении в пункте Хт04.
А - диаграмма плотности трещиноватости и реконструированное поле напряжений пункта; Б - кулисообразные сколы сбросовой кинематики; В - взаимоотношения залеганий кулисообразных сколов и плоскости Хетинского разлома. Серым показана плоскость сброса в обнажении, пунктирной линией показана плоскость Хетинского рзлома; Г - кварцевый прожилок; Д - предположительный ход деформации

плоскостям. Направление движения устанавливалось по бороздам скольжения, причем местами на одной и той же плоскости сместителя присутствуют борозды, ориентированные в разных направлениях. Угол между бороздами скольжения на поверхности кальцитового прожилка и бороздами скольжения на поверхности самой трещины на плоскости зеркала составляет 30^{o}-35^{o}.

На стереограммах плотности трещиноватости были выделены тройки взаимно перпендикулярных систем трещиноватости (структурные парагенезисы) по методу, описанному в работе [Семинский, 2005]. Они были объединены по пространственной ориентировке в 4 группы. На рис 2, а показано положение выделенных групп. Основная часть пунктов характеризуется парагенезисом одной ориентировки. Вместе с тем, в центральной части присутствует парагенезис, ориентировка которого отличается от остальных парагенезисов. Обращает на себя внимание и то, что на диаграмме плотности трещиноватости для этой точки сопряженные максимумы проявлены не были.

Для каждой тройки-системы трещин был рассчитан показатель относительной интенсивности поля напряжений I по методике, предложенной в работе [Семинский, 2003]. Изменение показателя I вкрест простирания Хетинского разлома показано на рис. 2, б. Максимум интенсивности смещен на север относительно положения магистрального сместителя. В то же время на крыльях разлома наблюдаются небольшие увеличения значения показателя I.

Совокупность стресс-тензоров, полученных в окрестностях Хетинского разлома, позволяет оценить кинематику разлома как сбросовую с незначительной лево-сдвиговой компонентной.

Участок «Армань» расположен в верхнем течении р. Армань. Он находится в зоне динамического влияния Иня-Ямской зоны разломов субширотного простирания и Арманского разлома северо-восточного простирания.

Для массовых замеров элементов залегания тектонической трещиноватости было выбрано 27 пунктов структурно-кинематических наблюдений, в каждом из которых в среднем было замерено 100 плоскостей трещин. Для каждого пункта в дальнейшем были составлены диаграммы плотности распределения трещин, на которых методом П.Н. Николаева выделялись пары сопряженных систем трещиноватости и методом М.В. Гзовского восстанавливались ориентировки сил сжатия и растяжения.

На рис. 3, а показано распределение векторов главных нормальных напряжений на исследованной площади. Большинство векторов сил сжатия и растяжения имеет пологий угол

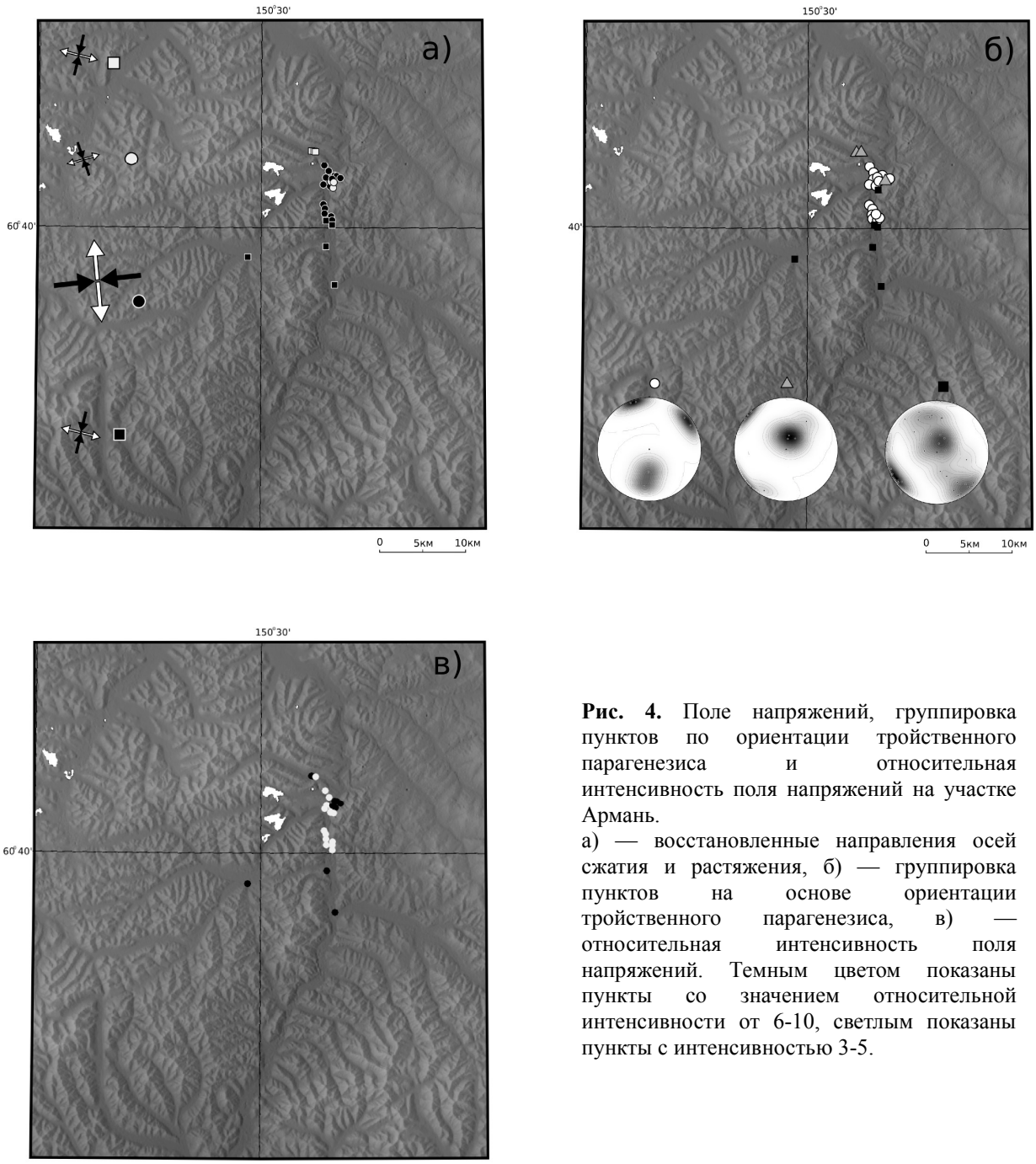


Рис. 4. Поле напряжений, группировка пунктов по ориентации тройственного парагенезиса и относительная интенсивность поля напряжений на участке Армань.
а) — восстановленные направления осей сжатия и растяжения, б) — группировка пунктов на основе ориентации тройственного парагенезиса, в) — относительная интенсивность поля напряжений. Темным цветом показаны пункты со значением относительной интенсивности от 6-10, светлым показаны пункты с интенсивностью 3-5.

падения до 30^o, следовательно, поле напряжений относится к сдвиговому типу. При этом по направлению векторов главных нормальных напряжений можно выделить ряд обособленных блоков. Трещинная сеть большинства изученных пунктов образовалась под воздействием сил сжатия, ориентированных в субширотном направлении, и сил растяжения, ориентированных, соответственно, в субмеридиональных направлениях. Ориентировка векторов выдержана на всей площади выделенного блока. На северном и южном флангах выделяются обособленные блоки с субмеридиональным направлением сил сжатия. В отличие от центрального блока, направление векторов в южном и северном блоке не выдержано и варьирует в пределах 30^o-40^o.

В восточной части выделяется блок, в пределах которого трещинная сеть сформировалась под воздействием сил сжатия, направленных в субмеридиональном направлении. Векторы сил сжатия и растяжения в этом блоке также отличаются невыдержанными направлениями.

На каждой диаграмме плотности трещиноватости были выделены тройственные парагенезисы.

Пункты наблюдений со сходной ориентировкой тройственного парагенезиса объединены в группы. Всего было выделено 3 группы. Несмотря на то, что объединение в группы проводилось исключительно по близости ориентировки самого парагенезиса, а не по близости самих пунктов, пункты со схожей ориентировкой тройственного парагенезиса оказались расположены рядом. На рис. 3, б показано положение тройственного парагенезиса разной ориентировки на исследованной территории. Пункты, располагающиеся в пределах выделенного выше центрального блока, характеризуются единой ориентацией тройственного парагенезиса. Северный и южный блоки также характеризуются присущей только им ориентацией тройственного парагенезиса. В то же время в центральном блоке разные пункты наблюдений имеют ориентировку, совпадающую как с центральным блоком, так и с южным и северным блоками.

Для пунктов структурно-кинематических наблюдений был рассчитан показатель относительной интенсивности напряжений I. В пределах исследованной территории этот показатель варьирует в диапазоне от 3 до 10. При этом, значения относительной интенсивности напряжений для пунктов, расположенных в центральном блоке, в основном располагаются в интервале от 3 до 5, в то время как интенсивность напряжений для восточного, северного и южного блоков характеризуется повышенными значениями (6-10).

Стоит отметить, что границы между некоторыми выделенными блоками пространственно совпадают с тектоническими границами. Так, граница между северным и центральным блоками пространственно совпадает с кулисой Иня-Ямского субширотного регионального разлома.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты анализа массовых замеров элементов залегания тектонической трещиноватости позволяют сделать заключение, о том, что в целом поле напряжений складчатой структуры основания ОЧВП относится к сдвиговому типу с осью сжатия, ориентированной субширотно. В связи с изложенным, необходимо отметить следующее. В работе [Hindle et al., 2009] обсуждается деформация северо-западного сегмента Охотской плиты и приводятся параметры деформации, полученные на основе данных GPS наблюдений, анализа сейсмического режима территории, и геологических данных. Ось укорочения для деформации Охотской плиты ориентирована в диапазоне 80^{o}-85^{o}, что, по мнению, авторов вызвано сближением Евразийской и Северо-Американской плит. Подобный характер деформации, как считают указанные авторы, оставался стабильным, начиная с миоцена до настоящего времени, поскольку кинематика региональных левосторонних сдвигов (Улахан, Чай-Юрьинский), вдоль которых происходит разрядка напряжений, в течение этого времени оставалась неизменной.

Как видно, направление осей напряжений в складчатых структурах основания ОЧВП, приведенное в настоящей работе, в целом согласуется с ориентировкой эллипсоида деформации, полученной на основе GPS- и сейсмо-мониторинга. Наличие областей, не согласующихся с такими данными, можно объяснить тем, что в этих областях, по-видимому, запечатлены следы поля напряжений более ранних этапов, предшествующих установившемуся в настоящее время этапу сжатия в субширотном направлении. Геологическим свидетельством этого этапа является наличие брахисинклинальной складчатости с простиранием осей складок 300^{o}-320^{o}, наблюдаемых в отложениях арманской свиты, а также наличие зон разрывных нарушений надвигового типа северо-западного простирания (310^{o}-320^{o}) в басс. р. Армань [Осипов, 1975]. Указанный автор связывает такие нарушения с позднемеловой тектонической активизацией.

Следы этого этапа деформации были также найдены нами [Кондратьев, 2009] в басс. р. Мадагавен вблизи надвига северо-западного простирания в 10 км к югу от участка Армань, описываемого в настоящей работе. Анализ милонитизированных зеркал скольжения с бороздами в среднеюрских песчаниках показал, что ось сжатия направлена под углом 45^{o}.

Таким образом, установленные неоднородности поля напряжений на участках Хета и Армань отражают разные этапы деформации. Наблюдаемое в настоящее время сжатие в субширотном направлении фиксируется в большинстве пунктов структурно-геологических наблюдений. Следы предшествующего ему этапа деформации с осью сжатия север-северо-восточного направления найдены в центральном блоке на уч. Хета, а также в северном, южном и восточном блоках на участке Армань. Время активизации этого этапа деформации относится, по видимому, к позднемеловому времени.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Недра. 1975. 536 с.

Государственная геологическая карта (новая серия) масштаба 1:1000000. О-56; Р-56, 57 // под ред. Корольков В.Г. Росгеолком. 1992.

Кондратьев. М.Н. Опыт геокинематического анализа активных разломов Охотско-Колымского региона // Сб. материалов II Межрегиональной конференции молодых ученых. СВКНИИ ДВО РАН. Магадан. 2008. С. 113–116.

Кондратьев М.Н. Геокинематический анализ активных разломов северного Приохотья // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. 2009. С. 33-34.

Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра. 1982. 295 с.

Осипов А.П. Позднемезозойское тектоно-магматическое развитие западной части Охотско-Колымского водораздела. Новосибирск: Изд-во «Наука». 1975. 159 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2003. 244 с.

Семинский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 85–96.

Hindle D., Fujita K., and Mackey K. Deformation of the Northwestern Okhotsk Plate: How is it happening? // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. SMSPS. 2009. Vol. 4. P. 147–156.

ИНТЕРПОЛЯЦИЯ И ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ДАННЫХ «МИРОВОЙ КАРТЫ НАПРЯЖЕНИЙ»

А.И. Коптев, А.В. Ершов, Е.А. Маловичко

Московский государственный университет им. Ломоносова, Геологический факультет koptev06@mail.ru

Одним из главных недостатков любой базы данных напряженного состояния в земной коре или литосфере является неравномерность распространения замеров. При использовании этих данных для сравнения с результатами моделирования, которые обычно имеют равномерное пространственное распределение, эта проблема встает особенно остро. Поэтому необходим подход, позволяющий усреднять данные замеров в областях, где их плотность относительно высока, и экстраполировать информацию на районы, характеризующиеся отсутствием или малым числом данных.

Первые работы по усреднению данных «Мировой Карты Напряжений» в глобальном [Zoback, 1992] и региональном [Müller et al., 1992] масштабах носили исключительно качественный характер. Однако, слишком высокая доля субъективизма, присущая визуальному обобщению информации, не позволяет считать такую методику надежной.

Глобальная карта распределения напряжений, полученного в результате статистической обработки фактических данных, впервые была представлена в работе [Coblentz, Richardson, 1995]. В этой работе в качестве входной информации использовались 4537 замеров, соответствующих качеству A-C, из «Мировой Карты Напряжений» 1992 года выпуска. Средняя ориентировка оси сжатия для ячейки размером 5°x5° определялась как среднее значение ориентировок проекций на горизонтальную плоскость главных осей сжатия по данным замеров, попадающих в эту ячейку. Из 582 ячеек, для которых эта ориентировка была определена, 200 ячеек содержали только один замер. Поэтому оценивать величину дисперсии вычисленной средней величины имело смысл только для оставшихся 382 ячеек, в пределах которых содержалось два или более замеров. Существенной проблемой, с которой столкнулись авторы, было превышение дисперсией допустимых значений в 196 из этих 382 ячеек (т.е. более чем в половине случаев).

Полученные в работе [Coblentz, Richardson, 1995] большие значения дисперсии для значительного количества ячеек, в которых была определена средняя ориентировка осей сжатия, главным образом связаны с тем, что при расчетах использовался постоянный (примерно 250 км) радиус усреднения. Поэтому в более поздних работах [Heidbach et al., 2007; Heidbach et al., 2010] было предложено производить усреднение для разных ячеек сетки с различным радиусом. Выбор области усреднения для текущей ячейки производился путем последовательного перебора (в диапазоне от 1000 км до 100 км с шагом 100 км) величины радиуса окружности, имеющей своим центром середину ячейки. Для каждого радиуса при этом переборе определялось стандартное отклонение среднего значения ориентировки оси сжатия (вклад в среднее значение от каждого замера имел прямую зависимость от его качества и обратную от расстояния между положением эпицентра замера и центром текущей ячейки). В случае если это отклонение не превышало заданную величину, перебор прекращался и для текущей ячейки фиксировался соответствующий радиус усреднения. Таким образом, на выходе имелось распределение ориентировок главных осей сжатия на равномерной сетке; при этом каждый элемент этого распределения был получен в результате усреднения при стандартном отклонении, не превышающем заданный порог. При таком подходе величина радиуса усреднения может рассматриваться в качестве меры степени неоднородности напряженного состояния того или иного региона Земли.

В работах [Ребецкий, 1999; Ребецкий, 2003] для реконструкции параметров напряженного состояния по данным о механизмах землетрясений предлагается метод катакластического анализа. Данный подход позволяет не только определить ориентацию главных осей напряжений, но и оценить значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления. В рамках этой методики выделяется три этапа. На первом этапе производится определение ориентировки главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде - Надаи путем выбора из всех возможных напряженных состояний такого, для которого достигается максимум диссипации накопленной в упругих деформациях энергии. На втором этапе реконструкции с помощью анализа на диаграмме Мора распределения механизмов землетрясений из однородной выборки оцениваются величины напряжений (с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления горных пород). На третьем этапе выполняется расчет значений флюидного давления и внутреннего сцепления. Разработанный алгоритм был успешно применен для реконструкции поля напряжений в пределах

западного фланга Зондской субдукционной зоны до Суматра-Андаманского землетрясения 2004 г [Ребецкий, Маринин, 2006]

Существенный недостаток, которым обладают предложенные в работах [Coblentz, Richardson, 1995; Heidbach et al., 2010] подходы, заключается в том, что в качестве величины, среднее значение которой различными способами авторы пытались определить, выступала ориентировка *проекции на горизонтальную плоскость* главной оси сжатия. При этом основной информацией, представленной в «Мировой Карте Напряжений», является положение главных осей зафиксированных напряжений *в пространстве*. Таким образом, уже на этапе отбора информации для статистического анализа терялась значительная ее часть – вместо полноценного трехмерного тензора напряжений использовалась лишь ориентировка горизонтальной составляющей одной из его главных осей. В итоге, полученное путем такой обработки поле напряжений, по сути, двумерно (способно характеризовать только горизонтальную составляющую реального распределения), а также не несет никакой информации о тектоническом режиме – преобладании сжимающих, растягивающих или сдвиговых напряжений – в том или ином регионе. При этом отметим, что в работе [Coblentz, Richardson, 1995] определение усредненного режима напряжений производилось. Однако данная процедура сводилась к тому, что каждому замеру, в зависимости от зафиксированного в нем режима напряжений, присваивалось некоторое числовое значение (от 0 при взбросовом режиме до 1 при сбросовом), а затем производилось усреднение этих величин для событий, попавших в соответствующую выборку. Понятно, что такой подход до конца корректным считаться не может.

В настоящей работе предлагается методика статистического анализа фактических данных по напряженному состоянию в литосфере Земли, предполагающая учет информации о положении главных осей напряжений в трехмерном пространстве, а также представлены результаты применения разработанного подхода на примере обработки замеров «Мировой Карты Напряжений» 2008 года выпуска [Heidbach et al., 2008].

Методика обработки фактических данных состоит в следующем. Информация о положении в пространстве главных осей напряжений переводится в тензорный вид для всех замеров. Далее для определения среднего напряжения в рамках какой-либо выборки выполняется расчет среднего арифметического для каждой из шести независимый компонент тензора. Полученный таким образом «средний» тензор напряжений преобразовывается к более удобному для визуализации и понимания виду – ориентировке главных его осей в пространстве. Таким образом, на выходе получаются равномерно распределенные по расчетной сетке тензоры усредненных напряжений, которые могут быть представлены в виде положения в пространстве их главных осей.

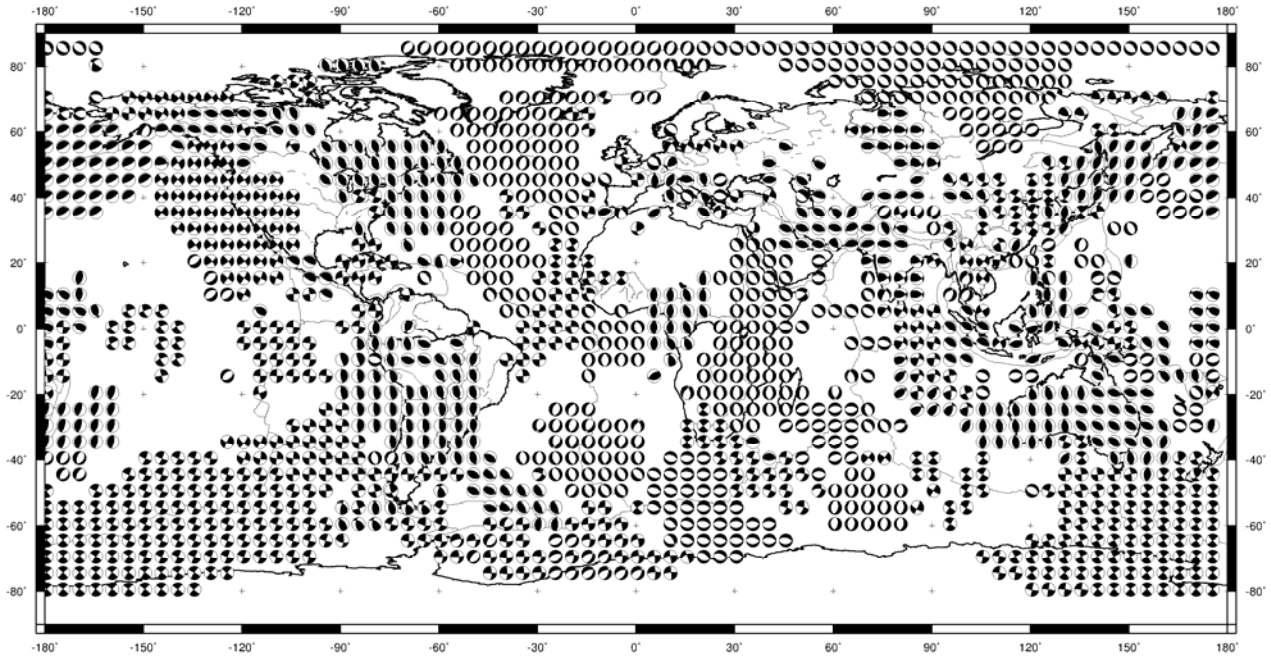


Рис. 1. Результаты статистической обработки данных "Мировой Карты Напряжений" (максимальная допустимая дисперсия – 0.15; минимальное количество событий 5). Усредненные тензоры напряжений представлены в виде диаграммы «beachball plot» (нодальные плоскости в стереографической проекции на нижнюю полусферу)

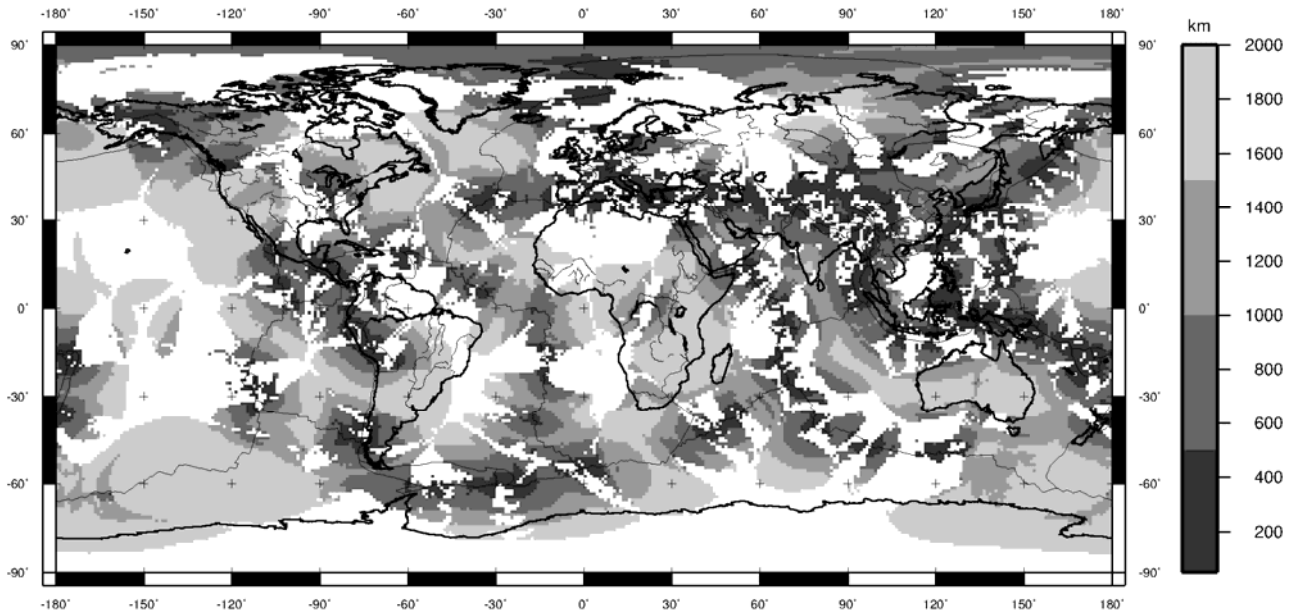


Рис. 2. Радиус усреднения, использовавшийся при вычислении средних значений тензоров напряжений, показанных на рис. 1

Понятно, что наиболее проблематичным моментом в этом подходе оказывается определение того, какие события из используемой базы данных необходимо поместить в выборку при определении среднего тензора напряжений для той или иной ячейки расчетной сетки. В такую выборку предлагается помещать события, пространственное положение которых таково, что расстояние от эпицентра до центра ячейки меньше некоторой величины, называемой радиусом усреднения.

Для определения радиуса усреднения предложено два подхода: в первом случае он полагался постоянным (рассчитаны модели, соответствующие радиусам в 100, 200, 300, 400, 500 и 600 км), а во втором – определялся по методике, которая, в целом, похожа на предложенную в работе [Heidbach et al., 2010]. Второй подход сводится к выбору среди набора радиусов, меняющихся в диапазоне от 2000 до 50 км с шагом 50 км, такого, при котором средняя для шести компонент тензора дисперсия не превышает заданную величину (в рамках данной работы эта величина принимала значения 0.1; 0.15 или 0.2). Вес каждого замера в выборке при определении среднего значения одинаков (т.е. он не зависит ни от качества данных, ни от расстояния до центра текущей ячейки, ни от магнитуды события). Минимальное количество замеров в рамках радиуса усреднения, необходимое для того, чтобы ячейка считалась «заполненной», принималось равным 1 или 5. Режим полученных таким образом для каждой «заполненной» ячейки расчетной сетки напряжений (взбросовый, сбросовый, взбросо-сдвиговый или сбросо-сдвиговый) определялся согласно классификации, принятой в «Мировой Карте Напряжений», из величины угла между главными осями тензора и горизонтальной плоскостью.

В качестве входной информации при расчетах, результаты которых обсуждаются в настоящей работе, использовались все замеры «Мировой Карты Напряжений»-2008, имеющие данные о положении главных осей напряжений и качеством не ниже категории C. Отметим, что релиз 2008 года содержит 21750 замеров, что почти в три раза больше по сравнению с «Мировой Картой Напряжений» 1992 года выпуска. При этом почти 17000 замеров соответствуют категории качества от A до C (т.е. для этих замеров ориентировка проекции на горизонтальную плоскость главной оси сжатия определена с точностью не ниже, чем ±25º). В отличие от работы [Heidbach et al., 2010] данные, которые помечены как замеры, соответствующие событиям, приуроченным к границам литосферных плит (так называемые «PBE» (plate boundary events)), из рассмотрения при обработке не исключались. Разрешение расчетной сетки составляло 1°x1°.

На рис. 1 показаны результаты обработки данных «Мировой Карты Напряжений», полученные при переменном радиусе усреднения, определявшемся из условия непревышения дисперсией среднего тензора величины 0,15 (минимальное допустимое количество событий равно 5). Границы литосферных плит на рис. 1 и прочих рисунках построены по данным цифровой модели П.Берда [Bird, 2003].

В полученном поле напряжений можно выделить следующие главные особенности:

1) вдоль спрединговых границ (а также в прилегающих к этим границам внутриплитных океанических областях) преобладают сбросовые типы напряжений (исключениями являются Восточно-Тихоокеанский и Австрало-Антарктический срединно-океанические хребты, к которым главным образом приурочены сдвиговые режимы);

2) в пределах Восточно-Африканской, Красноморской и Байкальской континентальных рифтовых систем также четко фиксируется доминирование сбросовых напряжений. Отметим, что в случае и океанических, и континентальных дивергентных границ ориентировка главных осей растяжения почти всегда перпендикулярна их простиранию;

3) в зонах субдукции западной части Тихого океана (Японская и Курило-Камчатская), а также в центральной части Андской зоны субдукции хорошо выражен взбросовый характер напряженного состояния. Главные оси сжатия в данном случае ориентированы перпендикулярно конвергентным границам;

4) в юго-западной части Северо-Американского континента (области развития разлома Сан-Андреас) преобладают напряжения сдвигового типа;

5) в пределах северо-восточной части Северной Америки и центральной части Африканского и Южно-Американского континентов имеют место взбросовые напряжения, характеризующиеся главным образом субширотной (местами до СЗ-ЮВ) ориентировкой главных осей сжатия;

6) вся Австралия находится под воздействием напряжений взбросового типа; причем главные оси сжатия меняют свое субширотное простирание в западной части континента на СВ-ЮЗ в восточной;

7) взбросовые режимы напряжений, характеризующиеся субмеридиональной ориентировкой главных осей сжатия, распространены в северо-восточной части Северной Америки и центральной части Евразийского континента.

Как говорилось выше, определенная для каждой «заполненной» расчетной сетки величина радиуса усреднения определяет степень однородности напряженного состояния. Поэтому в работе [Heidbach et al., 2010] поле напряжений районов, характеризующихся небольшими значениями радиуса усреднения, считается порожденным силами, связанными с локальными плотностными неоднородностями и активными системами разломов. При этом участки литосферы, на которых при расчете средних напряжений использовался большой радиус усреднения, полагаются регионами, напряженное состояние которых главным образом контролируется так называемыми «силами границ литосферных плит», которые передаются на большие расстояния во внутриплитные области. Однако, такое противопоставление «внутрилитсоферных» и «граничных» сил не является до конца корректным, потому что, скажем, силы отталкивания от хребта, позиционирующиеся как пример «граничных» сил, на самом деле являются частным случаем сил разности гравитационного потенциала, связанных с плотностными неоднородностями внутри литосферы (т.е. тех сил, которые в [Heidbach et al., 2010] называются «внутрилитсоферными»). При численном моделировании поля напряжений в литосфере Земли силы отталкивания от хребта не привязывают к океаническим рифтовым системам, а распределяют по всей океанической литосфере, рассчитывая их по той же схеме, что и силы плотностных неоднородностей на континентах (см., напр., [Коптев, Ершов, 2010]).

На рис. 2 градациями серого цвета показан радиус усреднения, который использовался при расчете средних напряжений, обсуждавшихся выше и показанных на рис. 1. Из приведенной иллюстрации видно, что наибольшая неоднородность литосферных напряжений имеет место в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, вдоль большинства субдукционных границ (за исключением центральной части Андской зоны субдукции) и на некоторых участках всемирной рифтовой системы. Более однородное распределение напряжений фиксируются в Австралии, в большей части Африки, Северной и Южной Америки, а также на значительных пространствах мирового океана.

Если говорить о зависимости полученных в результате статистического анализа распределений напряжений от параметров этой обработки (постоянный или переменный радиус усреднения, минимальное допустимое количество замеров при определении средних значений компонент тензора, максимальная допустимая дисперсия при выборе радиуса усреднения), то отмечаются следующие закономерности.

При постоянном радиусе усреднения «заполненными» оказываются в основном те ячейки, которые непосредственно прилегают (т.е. отстоят на расстояние, не большее чем заданный радиус) к областям, содержащим значительное число замеров. Главным образом, замеры базы данных «Мировой Карты Напряжений» сконцентрированы вдоль границ литосферных плит, но существуют и

внутриплитные области, характеризующиеся значительной плотностью замеров (например, Австралия, западная часть Северной Америки, Европа и пр.). При увеличении радиуса усреднения от 100 до 600 км происходит закономерное и постепенное увеличение числа «заполненных» ячеек. При этом результаты расчетов в пределах одного радиуса усреднения мало зависят от того, какое минимальное допустимое количество замеров (1 или 5) задано. Разница относительно ощутимо проявляется только в пределах внутренней части Тихоокеанской плиты, где к областям развития современного плюмового магматизма приурочены единичные замеры, которые в одном случае позволяют «заполнить» соответствующие ячейки, а в другом – нет.

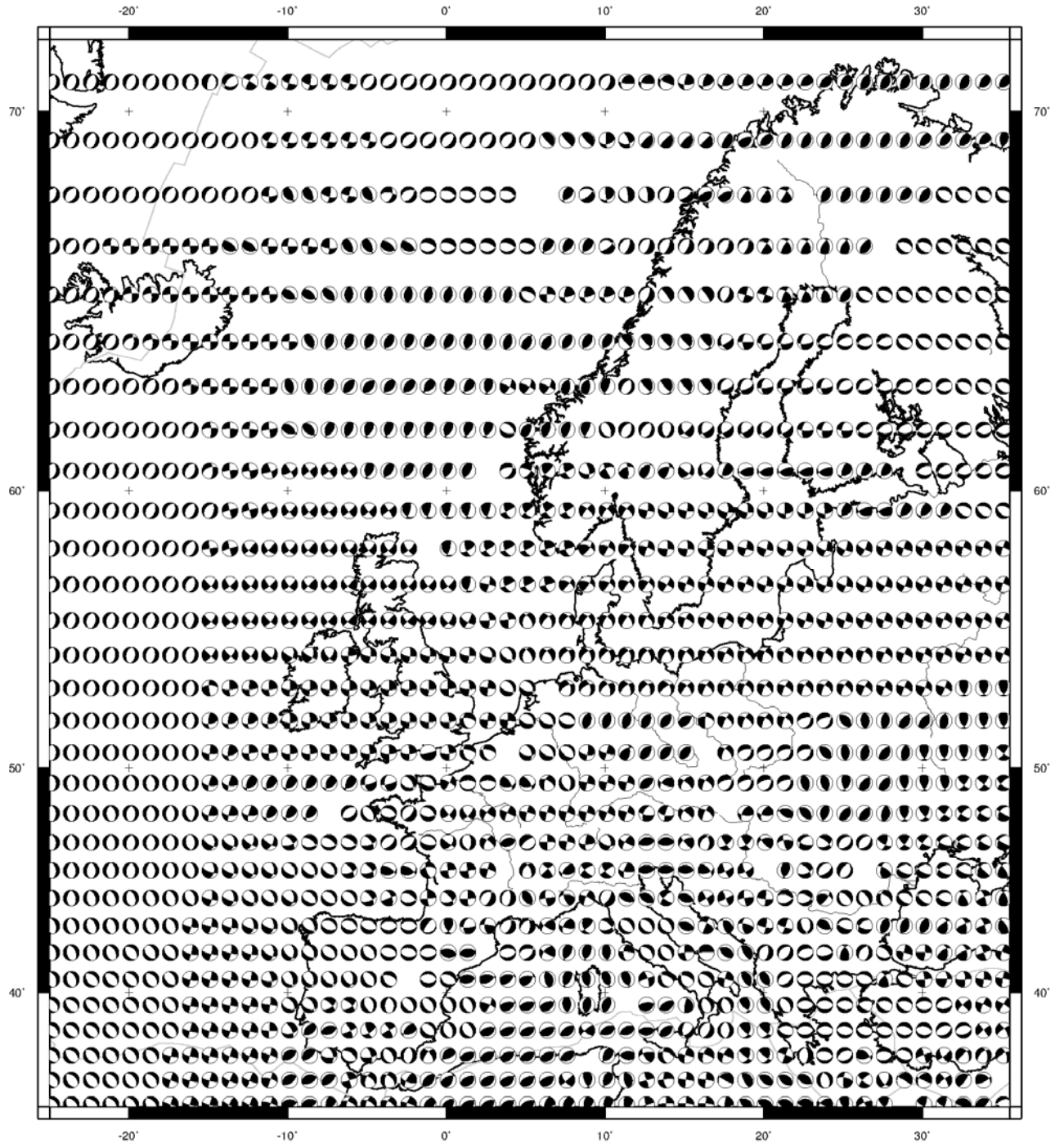


Рис. 3. Результаты статистической обработки данных "Мировой Карты Напряжений" для Европейского региона (максимальная допустимая дисперсия – 0.15; минимальное количество событий 1). Усредненные тензоры напряжений представлены в виде диаграммы «beachball plot» (нодальные плоскости в стереографической проекции на нижнюю полусферу)

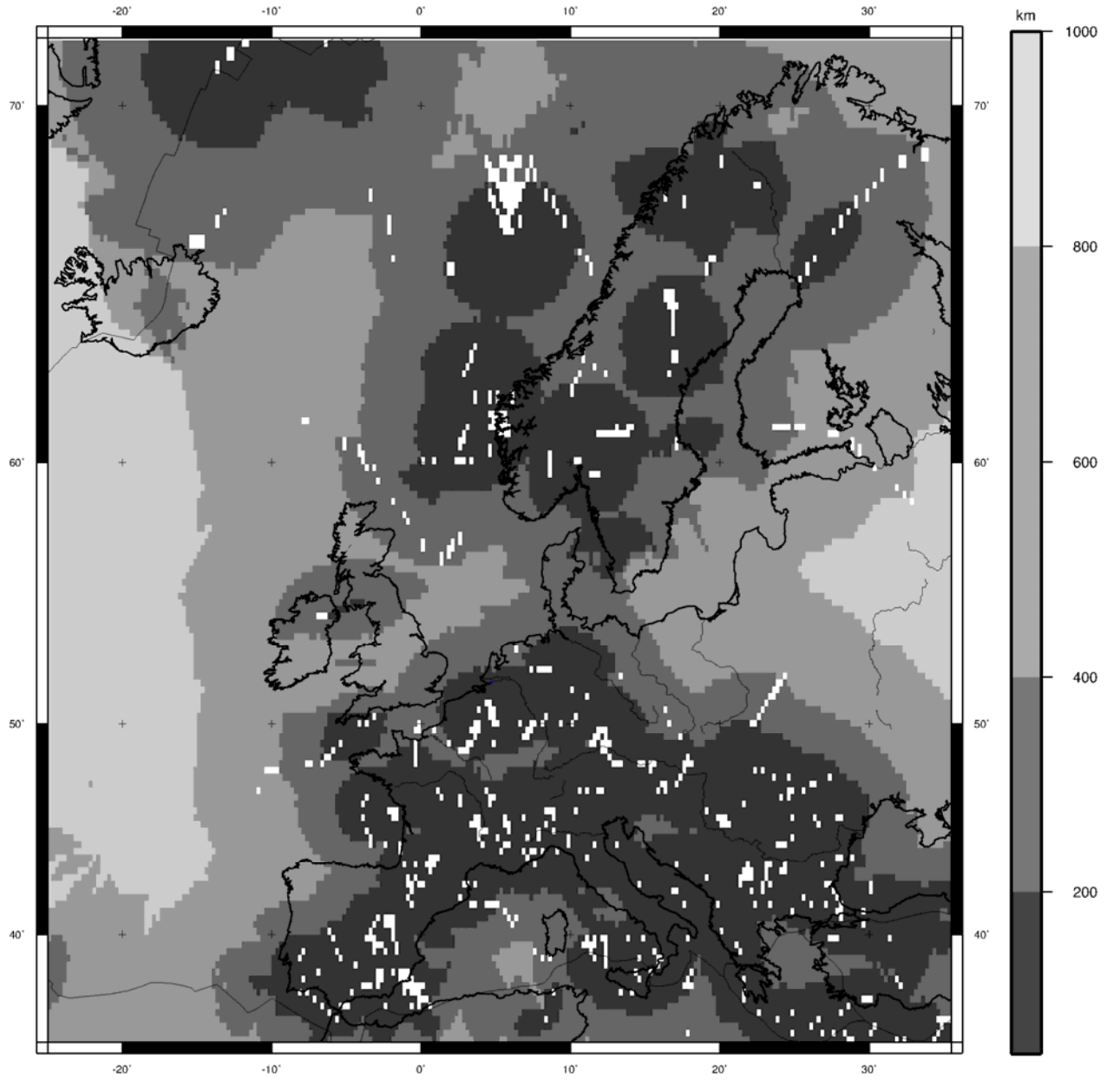


Рис. 4. Радиус усреднения, использовавшийся при вычислении средних значений тензоров напряжений, показанных на рис. 3

В случае, когда радиус усреднения для каждой ячейки определялся из условия непревышения дисперсией среднего тензора заданной величины (0.1; 0.15 или 0.2), отмечается достаточно высокая чувствительность итогового распределения напряжений к этому параметру. Чем выше значение допустимой дисперсии, тем меньше «незаполненных» ячеек в расчетной сетке и тем больше степень генерализации при усреднении фактических данных. Влияние минимального допустимого количества замеров наиболее интенсивно проявляется при минимальном из рассмотренных значении допустимой дисперсии (0.1). Это в первую очередь отражается в значительном уменьшении числа «заполненных» ячеек при его увеличении с 1 до 5.

В целом, подход к обработке данных по замерам напряженного состояния, который предполагает, что дисперсия усредненного тензора напряжений в каждой из «заполненных» ячеек расчетной сетки не превышает некоторую наперед заданную величину, выглядит более целесообразным по сравнению с методикой, основанной на использовании постоянного радиуса усреднения. Это связано с тем, что при определении рабочей выборки с помощью постоянного радиуса, полученные средние значения для разных ячеек характеризуются различной дисперсией и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве однородной информации (это информация различной степени достоверности).

Возможности разработанной методики продемонстрированы также на примере Европейского региона (область, ограниченная на западе и востоке по меридианам 25° з.д. и 35,5° в.д., на юге и севере – по параллелям 34,25° с.ш. и 71,5° с.ш. соответственно). Разрешение выполненных расчетов в данном случае составляло – 0,25°×0,25°.

Для Европы был рассчитан тот же набор моделей и при тех же параметрах, что в случае глобальных расчетов (см. выше), за одним исключением – диапазон изменения радиуса усреднения был выбран не от 2000 до 50 (с шагом 50 км), а от 2000 до 10 (с шагом 10 км). Уменьшение минимального из возможных радиусов и, соответственно, шага перебора были необходимы в связи с уменьшением размера ячейки расчетной сетки.

Были также произведены дополнительные расчеты, направленные на определение чувствительности получаемых результатов к диапазону и шагу перебора радиуса усреднения. В частности, был рассчитан полный набор моделей при шаге перебора в 25 км и таком же минимальном значении диапазона перебора. В результате было установлено, высокая чувствительность к этим параметрам отсутствует, т.е. относительно малые их вариации не приводят к заметным изменениям в выходных данных.

На рис. 3 приведены результаты, соответствующие максимальной допустимой дисперсии 0,15 при минимальном допустимом количестве событий, равном 1.

Главные особенности полученного распределения напряжений следующие:

1) в целом в пределах континентальной части Европы преобладают напряжения сдвигового типа;

2) ориентировка осей минимальных напряжений в континентальной части Западной Европы имеет ориентировку от СЗ-ЮВ до ССЗ-ЮЮВ;

3) обстановка растяжения фиксируется в пределах Западной Анатолии и Балканского полуострова, где главные оси растяжения имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку; на Аппенинском полуострове и Карелии, где простирание главных осей растяжения СЗ-ЮВ, и на Пиренейском полуострове, где ориентировка осей минимальных напряжений меняется от субмеридиональной до субширотной;

4) напряжения взбросового типа распространены в области Пиренейского и Альпийского горных сооружений, где главные оси сжатия имеют крайне изменчивую ориентировку (от субширотной до субмеридиональной), а также в северной части Скандинавского полуострова и Северного моря, где минимальные оси напряжений характеризуется СЗ-ЮВ (до ЗСЗ-ВЮВ) простиранием;

5) в западной части Средиземного моря, а также в Тирренском, Адриатическом и Ионическом морях доминирует обстановка сжатия, в то время как в пределах Эгейского моря имеет место субмеридиональное растяжение.

Распределение радиуса усреднения, использовавшегося при статистической оценке средних напряжений в Европе, приведено на рис.4. Можно отметить следующие главные черты этого распределения:

1) в пределах практически всей континентальной части рассматриваемой области (за исключением самого восточного ее участка, соответствующего Восточно-Европейской платформе) радиус усреднения не превышает 800 км;

2) большая часть европейского альпийско-герцинского складчатого сооружения имеет низкие значения (<200 км) радиуса усреднения. Лишь в самой северной части Пиренейского полуострова и на Британских островах он достигает величины 500 км;

3) для восточной части Средиземного моря, а также Ионического и Северного морей свойственны значения радиуса усреднения от 200 до 400 км, но на некоторых их участках он превышает 400 км;

4) радиус усреднения в пределах Скандинавского полуострова достаточно неравномерно изменяется в диапазоне от 100 до 600 км;

5) намечается зона быстрого перехода от областей с относительно малым радиусом усреднения (<200 км) на западе к зонам сравнительно больших его значений (>400 км) на востоке. Эта зона протягивается примерно вдоль линии Торнквиста.

Общие закономерности изменения результатов расчетов в зависимости от входных параметров статистической обработки для Европы имеют те же самые основные особенности, что и были установлены и описаны при вычислениях глобального усредненного поля напряжений.

С полным перечнем полученных в рамках настоящей работы результатов (как в глобальном масштабе, так и для Европейского региона) можно ознакомиться на сайте *http://sbmg.geol.msu.ru/pp/akoptev* (или *http://www.koptev.1gb.ru*).

Результаты статистической обработки данных «Мировой Карты Напряжений» были использованы для количественной оценки степени соответствия между фактическими данными и численными моделями напряженного состояния литосферы Земли. Методика, использовавшаяся при построении этих моделей, и результаты расчетов приведены в работах [Koptev, Ershov, 2008; Коптев, 2009; Коптев, 2010; Коптев, Ершов, 2011]. Обычно в качестве критерия соответствия расчетных данных фактическим используются степень совпадения режима деформации (процентная доля совпадений по отношению к общему числу точек сравнения) и/или среднеквадратичная разница углов между главными осями расчетного и наблюдаемого тензоров напряжений [Burbidge, 2004; Liu, Bird, 2002]. Нами предлагается альтернативный критерий. Для каждой «заполненной» в результате усреднения данных «Мировой Карты Напряжений» ячейки рассчитывалось три квадрата разницы между независимыми горизонтальными компонентами расчетного и «фактического» тензора (под «фактическим» в данном случае понимается тензор, полученный в результате усреднения). Среднее значение этих квадратов и определяет степень соответствия модельных расчетов наблюдаемым данным в текущей ячейке. Такой подход позволяет получить наиболее независимую и объективную меру соответствия модельных построений наблюдаемым данным, что крайне полезно не только с точки зрения оценки рассчитанной модели, но и с позиций возможности выбора правильного направления коррекции входных параметров моделирования для получения в модели более хорошо отражающих реальность результатов.

При этом важно отметить, что полученные в рамках данной работы наборы карт усредненного поля напряжений представляют собой самостоятельную научную ценность, поскольку они отражают генерализованную картину распределения напряжений в литосфере Земли, что может позволить сделать некоторые выводы применительно к геодинамике того или иного региона.

ЛИТЕРАТУРА

Коптев А.И. Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва, МГУ. 2-5 февраля 2010 г. Т. 1. С. 356–359.

Коптев А.И. Математическое моделирование напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной «Году Планеты Земля» «Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых». Москва, МГУ. 6-7 апреля 2009 г. Т. 1. С. 47–52.

Коптев А.И., Ершов А.В. Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений // Физика Земли. 2010. № 12. С. 66–81.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированного состояния и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Автореферат на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. М.: 2003. 56 с.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для величин тектонических напряжений // ДАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 г // ДАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 106–110.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.

Bird P. An updated digital model of plates boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. 2003. Vol. 4 (N3). 1027. doi: 10.1029/2001GC000252. ISSN: 1525–2027.

Burbidge D.R. Thin plate neotectonic models of the Australian plate // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. 10405. doi: 10.1029/2004JB003156.

Coblentz D., Richardson R.M. Statistical trends in the intraplate stress field // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100 (B10). P. 20245–20255.

Heidbach O., Reinecker J., Tingay M., Müller B., Sperner B., Fuchs K., Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database // Tectonics. 2007. Vol. 26 (TC6014). doi: 10.1029/2007TC002133.

Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. Vol. 482. P. 3–15.

Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. (eds.) The World Stress Map – Release 2008. Commission for the Geological Map of the World. Paris. 2008.

Koptev A., Ershov A. Modelling of global lithospheric stress field on the spherical Earth // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam/ 15-17 October 2008. P. 77.

Liu Z., Bird P. Finite element modeling of neotectonics in New Zealand // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107 (B12). 2328. doi: 10.1029/2001JB001075.

Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C. Regional patterns of tectonic stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 11783–11803.

Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 11703–11728.

СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ И МОРФОЛОГИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ С КОСЫМ МЕХАНИЗМОМ СПРЕДИНГА

А.В. Кохан [1], А.Л. Грохольский [2], Е.П. Дубинин [2]

[1] – Московский государственный университет, Географический факультет, г. Москва, kkkkk1987@mail.ru
[2] – Московский государственный университет, Музей Землеведения МГУ, г. Москва, dubinin@mes.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Среди границ плит одними из важнейших являются срединно-океанические хребты. Осевые зоны спрединговых хребтов являются местом рождения новой океанической коры. Они отличаются по морфологии и глубинному строению в зависимости от значения скоростей спрединга, наличия или отсутствия магматических очагов в коре, геометрии спрединга и других факторов. Большинство спрединговых хребтов характеризуется простиранием ортогональным к направлению спрединга, однако существует немало примеров, где простирание спредингового хребта или отдельных его сегментов существенно отличается от ортогонального по отношению к направлению растяжения. На таких участках хребтов их ось приобретает аномальное в плане строение. Эта аномалия проявляется в косой ориентации структур по отношению к направлению растяжения.

Спрединговые хребты с косым механизмом растяжения распространены в пределах участков САХ расположенных к северу от 15º с.ш., а также в районе Юго-Западного Индийского хребта и в пределах Аденского залива. Как правило, такие участки прослеживаются в районах, где хребты располагаются поблизости от горячих точек – Афарской, Исландской, Азорской, Ян-Майенской. В отдельных случаях хребты приобретают косое к направлению растяжения простирание в районах прохождения крупных сдвиговых зон современного и древнего возраста (хребет Книповича) [Пейве, 2009], в районах, где в настоящее время еще продолжается формирование дивергентной границы плит (Американо-Антарктический хребет, Юго-Западный Индийский хребет). Такие границы плит, как правило, характеризуются ультрамедленными и близкими к ним медленными скоростями раздвижения. В сочетании с косой ориентацией рифтовой зоны это приводит к еще более низким значениям эффективной скорости спрединга, ориентирующейся по вектору, параллельному вектору растяжения. Как следствие, происходит сокращение и без того ограниченного магматического бюджета. Поступающие объемы расплава вынуждены распределяться по рифтовой зоне большей длины, нежели при ортогональном спрединге [Dick, Lin et al., 2003].

В результате в пределах рифтовых зон спрединговых хребтов с косым механизмом растяжения формируется уникальная сегментация с отсутствием трансформных разломов и наличием протяженных амагматичных сегментов и зон аккомодации напряжений [Пейве, 2009; Dick, Lin et al., 2003]. Такие сегменты выражены в рельефе в виде переуглубленных трогов, ориентирующихся под углом к направлению растяжения, и характеризуются слабыми проявлениями вулканической деятельности, либо ее отсутствием. Данная работа посвящена спрединговым хребтам северной части Срединно-Атлантического хребта – хребтам Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича. Данные участки САХ характеризуются аномальным косым механизмом спрединга, формирующимся в результате влияния различных геодинамических факторов.

ХРЕБЕТ РЕЙКЬЯНЕС

Хребет Рейкьянес располагается в северной части Атлантического океана и представляет собой участок Срединно-Атлантического хребта (САХ), протяженностью около 900 км, ограниченный на севере Исландией (64° с.ш.), а на юге – небольшим левосторонним трансформным разломом (ТР) Байт (56°47’ с.ш.).

Батиметрические данные [Appelgate, Shor, 1994] и характер магнитных аномалий [Меркурьев и др., 2009] показывают, что спрединг на хребте развивается по косому механизму. К северу от ТР Байт ось САХ резко изменяет простирание на 31° по часовой стрелке. В целом она имеет простирание 036°, наклонное к вектору раздвижения плит в 099° рассчитанному по модели относительного движения плит NUVEL-1 [DeMets et al., 1990]. Таким образом, угол α между направлением раздвижения и простиранием оси хребта составляет 63°. Скорость растяжения составляет около 1.8-2 см/год, а величина эффективной скорости спрединга – 1.45-1.6 см/год.

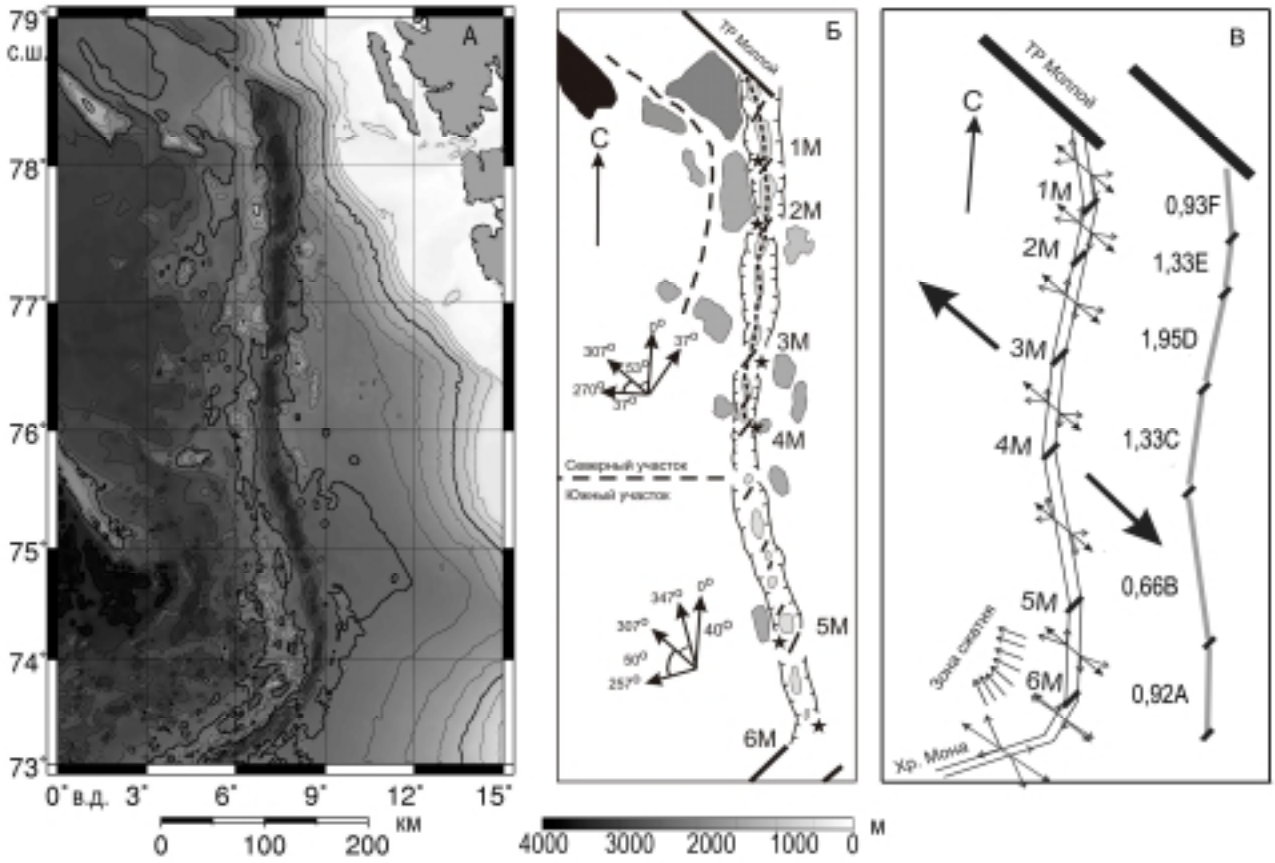


Рис. 1. А-Батиметрическая карта хребта Книповича и прилегающих акваторий [GEBCO_08 grid, ver. 20090202, http://www.gebco.net], Б-Морфоструктурная схема хребта Книповича, В-Кинематическая схема хребта

Детальные батиметрические исследования позволили выявить ключевую особенность морфологии и тектонического строения рифтовой зоны хребта Рейкъянес. Морфология осевой зоны формируется тремя типами структур. Первый тип - эшелоны перекрывающихся вулканических хребтов [Богданов и др., 1983; Сборщиков, Руденко, 1985; Searle et al., 1998]. Второй тип - осевые сбросы, простирающиеся почти перпендикулярно направлению спрединга [Parson et al., 1993]. Третий тип – внеосевые разломы, располагающиеся примерно параллельно оси хребта Рейкъянес.

В региональнай топографии дна прослеживается вдольосевое изменение осевой морфологии от срединной долины на юге к осевому поднятию на севере [Parson et al., 1993].

Вторая особенность хребта Рейкьянес заключается в его близости к Исландскому мантийному плюму, который оказывает большое влияние на рельеф дна, структурную сегментацию и глубинное строение коры всей рифтовой зоны [Searle et al., 1998].

На всем своем протяжении рифтовая зона не нарушается ни одним трансформным разломом и имеется только несколько крупных нетрансформных смещений осей спрединга (НТС) с амплитудой смещения не более 17 км [Appelgate, Shor, 1994]. Мелкие НТС отделяют друг от друга осевые вулканические хребты, имеющие высоту от 100-300 м на севере хребта, до 400-600 м в его южной части и длину 5-40 км и ширину 3-6 км [Searle et al., 1998]. Осевые вулканические хребты, как правило, перекрывают друг друга иногда на 50% своей длины. Они имеют среднее простирание около 15-22º, которое варьирует от 003° до 034°. Ось хребта в результате приобретает эшелонированный в плане вид [Appelgate, Shor, 1994]. Между 55°50′ с.ш. и 63°00′ с.ш. было выявлено 86 вулканических хребтов, которые, несмотря на косой спрединг, сильно похожи по своему размеру, форме и типу вулканических построек на осевые вулканические хребты, наблюдаемые в других районах САХ. Но в целом морфоструктурная сегментация на хребте Рейкъянес выражена слабее по сравнению с другими участками САХ, и более похожа на сегментацию, наблюдаемую на хребтах с быстрым спредингом.

По мнению многих исследователей, влияние Исландского мантийного плюма приводит к увеличению температуры мантии и интенсивности магмоснабжения в районе Исландии и к миграции астеносферного потока к югу от Исландии вдоль простирания хребта Рейкъянес. Это объясняет ряд

особенностей морфологии хребта: увеличение глубины осевой зоны с севера на юг на 2400 м, увеличение изрезанности рельефа и, в частности, амплитуды сбросов от менее 100 м на севере вблизи Исландии до нескольких сотен метров (максимум почти 1 км) около 58°с.ш., увеличение высоты вулканических хребтов, уменьшение толщины коры по мере удаления от Исландии. В свою очередь перечисленные выше факты предполагают постепенное увеличение эффективной толщины и прочности литосферы, вследствие уменьшения в ней градиента температуры и общего снабжения хребта расплавом при удалении от Исландии [Searle et al., 1998].

Действительно, сейсмические исследования хребта показали, что толщина коры в районе 63° с.ш. составляет 13-14 км, а в районе 58° с.ш. – 7.5-8 км [Sinha et al., 1998]. Эти значения превышают характерные средние значения для медленно раздвигающегося Срединно-Атлантического хребта составляющие 7.1±0.7 км [White et al., 1992].

Кроме того, в районе 57°45′ с.ш. впервые под рифтовой зоной с медленным спредингом была зафиксирована коровая магматическая камера. Коровое магматическое тело, находится на глубине на 2,5 км ниже поверхности уровня дна. Оно состоит из корово-мантийной смеси содержащей не менее 20% расплава с линзой расплава на вершине тела.

ХРЕБЕТ КОЛЬБЕЙНСЕЙ

Хребет протягивается на 650 км от 67° с.ш. до 71°40′ с.ш. Спрединг на хребте начался 26 млн лет назад в результате крупномасштабного перескока с расположенного западнее хребта Эгир. Хребет Кольбейнсей ограничен на юге разломной зоной (РЗ) Тьорнес, а на севере – разломной зоной Ян-Майен.

РЗ Тьорнес состоит из двух крупных параллельных сегментов, СЗ-ЮВ ориентировки. В пределах разломной зоны сочетаются как сдвиговые, так и раздвиговые напряжения. Величина суммарного смещения между структурами Северной рифтовой зоны Исландии и хребтом Кольбейнсей достигает 100 км. Южный сегмент РЗ – разлом Хусавик состоит из системы трогообразных бассейнов растяжения типа пулл-эпарт со слабыми проявлениями вулканической активности. Северный, более молодой разлом Гримсей состоит из четырех перекрывающихся вулканических систем. Их соединяет система сдвигов. Крайний северный сегмент разлома является частью осевой зоны хребта Кольбейнсей – хребет Сторагрунн представляет собой типичную осевую вулканическую постройку щитового типа высотой около 300 м, около 20 км в диаметре. В 25-30 км к северо-западу располагается ось хребта Кольбейнсей. На данном участке она представляет собой систему осевых вулканических построек щитового типа высотой до 100 м, диаметром до 15 км [Riedel et al., 2006]. Постройки нанизаны на слабовыраженное осевое поднятие высотой 400-500 м, шириной до 30 км. Одна из таких построек поднимается на поверхность в виде вулканического острова Кольбейнсей.

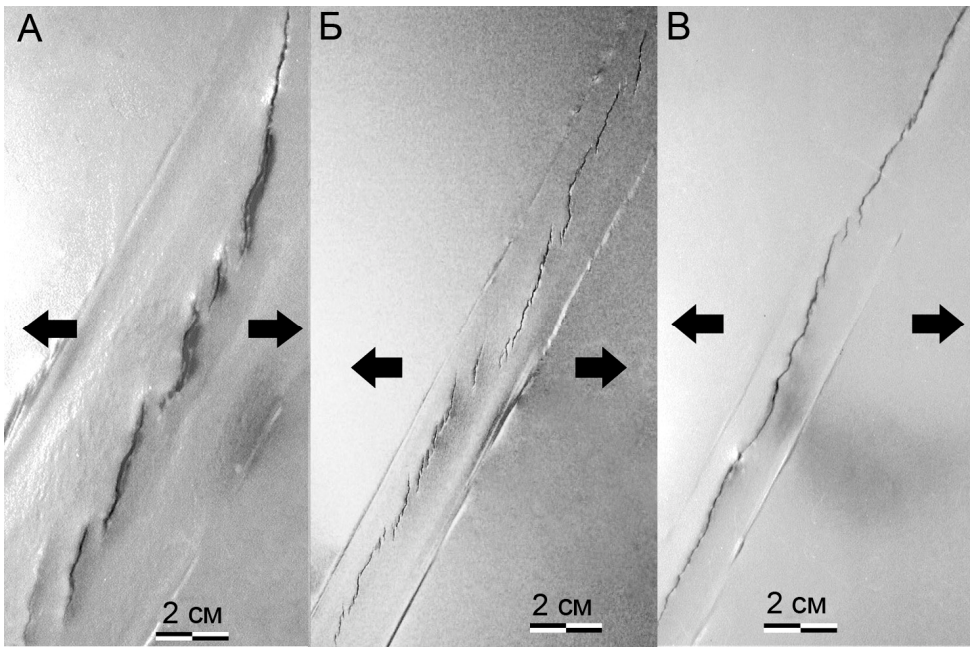


Рис. 2.
Экспериментальное моделирование структурообразования в осевой зоне хребта Рейкъянес.
А. Эксперимент, воспроизводящий условия северной провинции, H=1 мм, W=5 см; Б. Центральной провинции, H=2 мм, W=2 см; В. Южной провинции, H=3 мм, W=2 см

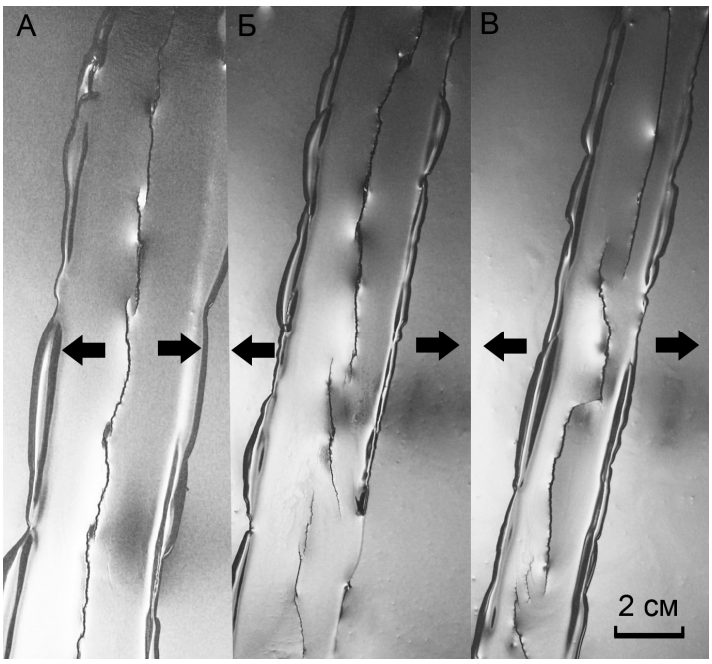


Рис. 3. Экспериментальное моделирование структурообразования в осевой зоне хребта Кольбейнсей. А. Эксперимент, воспроизводящий условия южной провинции, H=2 мм, W=4 см; Б. Центральной провинции, H=3 мм, W=3 см; В. Южной провинции, H=3 мм, W=2 см

Общее простирание хребта составляет 15-22°. Скорость спрединга изменяется от 1.85 см/год (67° с.ш.) с направлением в 105° до 1.7 см/год (71°40′ с.ш.) с направлением в 110° [De Mets et al., 1990]. Таким образом, угол α составляет 80-85°. Отклонение спрединга от ортогонального невелико и составляет 15-20°. Эффективная скорость спрединга составляет 1.6-1.7 см/год. Хребет Кольбейнсей сегментирован крупными трансформными нарушениями. Это ТР Спар (69° с.ш., 34 км смещения) и ТР Эгвин (70°40′ с.ш., 36 км смещения). Сегменты второго порядка разбиваются на отрезки небольшими нетрансформными смещениями (НТС) с амплитудой не более 7-8 км. Однако длина сегментов, ограниченных нетрансформными нарушениями очень велика и достигает 80-120 км, в особенности в южной части хребта.

Спрединг развивается по субортогональному механизму и неовулканическая зона шириной 8-10 км представлена в южной части хребта системой подводных гор и конусов занимающих вершинную часть осевого поднятия шириной 40-50 км, высотой 300-500 м. Средняя часть хребта между ТР Спар и Эгвин характеризуется рифтовой долиной. Ее ширина изменяется от 3 до 13-15 км, глубина от 500 (на юге) до 1500 м (на севере). Днище долины занято неовулканической зоной шириной 4-12 км, скоплениями вулканических конусов и щитовых построек. В северной части сегмента наблюдаются крупные вулканические хребты высотой 400-500 м, шириной 3-5 км. Небольшие НТС смещают системы вулканов на 3-4 км. Северная часть хребта характеризуется еще более глубокой и широкой рифтовой долиной (до 2.5 км и 15-20 км, соответственно). Ее днище занято вулканическими хребтами высотой до 600-700 м, шириной 10-13 км. Местами они смещаются на 2-3 км нетрансформными нарушениями [Kodaira et al., 1997].

По всей видимости, хребет Кольбейнсей, при сравнении его с хребтом Рейкъянес, демонстрирует асимметричное влияние Исландского плюма. Несмотря на то, что в южной части осевая зона хребта практически выходит на поверхность и отличается обильными проявлениями вулканизма на всю длину хребта, мощность коры здесь ниже, чем на хребте Рейкьянес. В южной части она составляет 12.1±0.4 км, а севернее 67°20′ с.ш. сокращается до 9.4±0.2 км [Hooft et al., 2006]. Морфологические проявления влияния мантийного плюма также менее выражены: наблюдаются довольно крупные трансформные разломы, рифтовая долина глубже, осевое поднятие мельче и уже, но осевые хребты даже более четкие по причине более ортогонального спрединга. Вулканические системы осевой части хребта слабо сегментированы и отличаются малыми величинами перекрытиями. В целом рифтовая зона хребта сильно похожа на участки САХ поблизости от Азорской горячей точки.

ХРЕБЕТ МОНА

Хребет Мона протягивается от острова Ян-Майен (71° с.ш.) до района 73º30′ с.ш. и 8º в.д. Его длина составляет 580 км. Простирание хребта – 60º. Направление спрединга составляет 115° [De Mets et al., 1990]. Таким образом, угол α составляет 55°. Скорость спрединга на хребте – 1.5-1.6 см/год [De Mets et al., 1990]. Эффективная скорость спрединга равна 1.1 см/год.

Региональная топография хребта формируется рифтовой долиной с максимальными глубинами от 2500 до 3500 м. Ее окружают линейные субпараллельные поднятия рифтовых гор, чьи вершинные поверхности достигают глубин в 1000-2000 м. По сравнению с другими участками САХ рифтовая долина мельче, кроме того ее дно постепенно заглубляется в северном направлении. Глубины в южной части хребта не превышают 2500-3000 м, в северной они приближаются к 2800-3500 м [Geli et al., 1994]. Это связывают с влиянием Ян-Майенской горячей точки. Хребет не нарушается трансформными нарушениями.

Ось спрединга формируется серией косо ориентированных эшелонированных сегментов различной длины (от 20 до 80 км). Простирание сегментов составляет 20-35º. Между ними располагаются протяженные депрессии с простиранием, субпараллельным бортам рифтовой долины. Длина этих впадин составляет 30-50 км. Ширина рифтовой долины достигает 12-25 км [Geli et al., 1994].

Структурный план хребта напоминает характер сегментации хребта Рейкьянес, где угол между простиранием хребта и направлением спрединга составляет 63º. Но вулканизм в пределах рифтовой зоны значительно редуцирован из-за отсутствия мощного источника расплава, в роли которого выступает Исландский плюм. Кроме того, отклонение спрединга от ортогонального здесь больше на 8º, что выражается в самой низкой величине эффективной скорости спрединга. В результате формируется сегментация состоящая из вулканических поднятий, разделенных протяженными сдвигово-раздвиговыми зонами. Кора на хребте редуцирована. По данным [Klingelhofer et al., 2000] в районе 72°20′ с.ш. и 1°30′ в.д. ее мощность составляет 4-4.5 км.

ХРЕБЕТ КНИПОВИЧА

Хребет Книповича протягивается более чем на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45’ до 78°35’ с.ш. [Crane et al., 2001] и входит в сложно устроенную транзитную зону между хребтами Мона и Гаккеля (Рис. 1, А). На юге он ограничен хребтом Мона, с которым сочленяется под углом 102°. На севере он соединяется под углом 60° по системе трансформных разломов северо–западного простирания (трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский) с коротким спрединговым центром – хребтом Моллой и трогом Лена с наклонным по отношению к направлению раздвижения плит простиранием.

Структурно хребет Книповича является сегментом 1 порядка. Долина хребта не нарушена трансформными смещениями. Скорость спрединга на хребте составляет 1.5-1.7 см/год. Азимут простирания хребта меняется в районе 75°50’ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 000º-007º(002º), а южнее 343º-350º(347º) [Curewitz et al., 2010]. С учетом предсказанного по модели NUVEL [De Mets et al., 1990] направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37º, а в южной 53º [Curewitz et al., 2010]. Таким образом, хребет характеризуется значительной косой, сдвиговой компонентой спрединга и, судя по кинематике, занимает промежуточное положение между трансформным разломом и типичным спрединговым центром

В морфологии рифтовой долины хребта ключевую роль играют два типа структур: вулканические поднятия и глубокие троги. Поднятия с относительным превышением над днищем более 500 м разбивают рифтовую долину на 6 сегментов. Их длина варьирует от 30 до 145 км. Простирание этих сегментов изменяется от 011° до 340° (Рис. 1, А).

Высота поднятий составляет 0.5-1.1 км. Они имеют длину от 4.5 км до 18 км и ширину от 3.6 км до 13.7 км. Все поднятия ориентированы субортогонально направлению растяжения, прослеживаются во внеосевой морфологии в виде цепочек подводных гор протяженностью 30-50 км. Магматические поднятия разделяют глубокие троги глубиной 3.4-3.7 км. Троги характеризуются U-образным (на юге) или V-образным поперечным профилем (на севере хребта), с шириной по бровкам 15-20 км, по днищу 9-14 км [Crane et al., 2001].

Соотношение эффективных, или нормальных составляющих скорости с тангенциальными, или сдвиговыми скоростями, колеблется около 1 вдоль всего хребта. Только сегмент, обозначенный буквой В (рис. 1, В), характеризуется значительным превышением сдвиговой компоненты над раздвиговой (0.66). Данный участок хребта, по всей видимости, постепенно эволюционирует в трансформный разлом. Его формирование связано с общим стремлением молодой спрединговой системы, формирующейся под воздействием значительной компоненты сдвига к общей стабилизации.

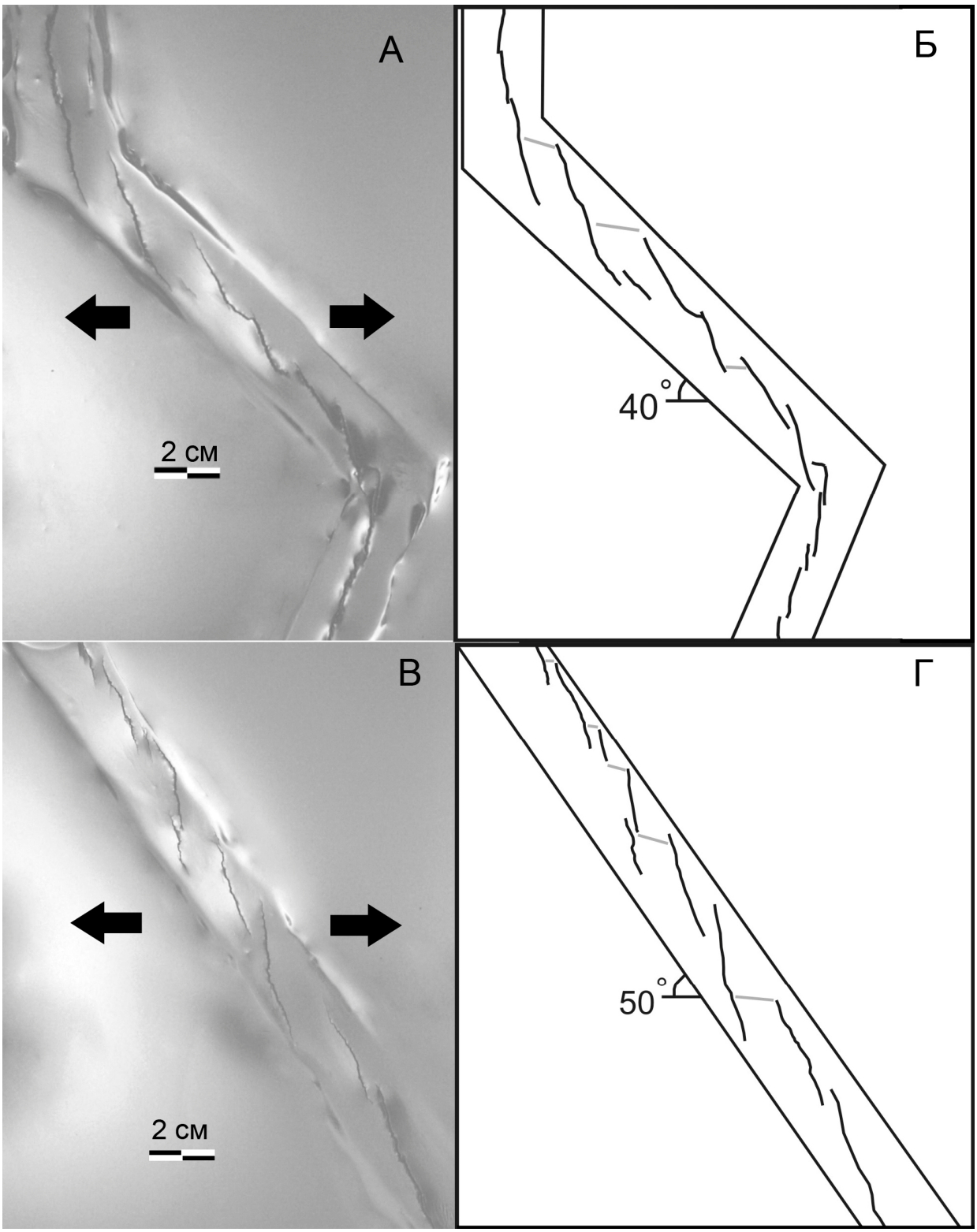


Рис. 4. Результаты экспериментов по наклонному (40 и 50°) растяжению ослабленной зоны под углом в 40° (А, Б) и 50° (В, Г). А, В-фото экспериментов, вид сверху, Г, Д-дешифрирование фото, серыми линиями показаны сдвиговые трещины, черными – сдвиго-раздвиговые

В северной, более молодой части хребта сегменты с неустойчивым соотношением компонент скорости относительного движения, приближающимся к единице, также в будущем могут развиться в трансформные смещения. Между ними намечается сегмент с преобладанием раздвига – D (рис. 1, В).

Вдоль простирания хребта неоднократно изменяется степень отклонения направления спрединга от ортогонального. Угол α равный разности между простиранием сегмента хребта и направлением раздвижения изменяется от 33° (сильносдвиговый сегмент С) до 63° (сегмент D в северной части

хребта). Угол 90-α°, характеризующий отклонение спрединга от идеального ортогонального (чем больше эта величина, тем больше сдвиговой компоненты в растяжении на отдельном сегменте) изменяется от 57° до 27° (рис. 1, В).

В общем виде хребет можно подразделить на два участка: северный и южный. Первый характеризуется более ортогональным спредингом. Среднее простирание хребта здесь составляет 0°, угол α = 53°, 90°-α = 37° (рис. 1, Б). Высота магматических сегментов здесь больше, рифтовая долина глубже, значительная общая пересеченность рельефа в сравнении с южным участком. Второй участок характеризуется большей долей сдвиговой компоненты в спрединге. Среднее простирание хребта здесь составляет 347°, угол α = 40°, 90°- α =50°. Относительная высота магматических сегментов здесь меньше, рифтовая долина неглубокая, общая изрезанность рельефа слабее, сдвиговые сегменты более протяженные, чем на северном участке.

Мощность коры сильно редуцирована. В пределах магматических сегментов хребта ее величина составляет 4-4.5 км. В пределах амагматичных сегментов – 3-3.5 км. [Kandilarov et al., 2010].

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для объяснения существующей морфоструктурной сегментации данных хребтов использовалось физическое моделирование. Модельный материал представляет собой коллоидную систему, основу которой составляют жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды. Он отвечает условиям подобия, описанным в работе [Шеменда, 1983], упруго-вязко-пластическими свойствами, зависящими от состава, температуры, технологии приготовления моделей. Подробно методика экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций в спрединговых хребтах описана в работе [Грохольский, Дубинин, 2006].

В случае хребта Рейкьянес при проведении экспериментальных исследований учитывались факторы различной степени прогрева его рифтовой зоны и величины хрупкого слоя коры в ней. Скорость спрединга в модели составляла ~$1.5 \cdot 10^{-5}$ м/с. Ослабленная рифтовая зона задавалась под углом в 60° к направлению растяжения в соответствии с кинематикой спрединга на хребте.

В модели изменялись следующие параметры: 1) ширина W зоны прогрева (рифтовой зоны), 2) толщина H хрупкого слоя коры в осевой зоне. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия трех выделенных на хребте провинций.

Северная часть хребта моделировалась с минимальной мощностью хрупкого слоя и максимальной шириной зоны прогрева: H=1 мм, W=4, 5, 6 см. Условия переходной провинции хребта моделировались с параметрами: H=2–3 мм и W=2–3 см. Для южной провинции с морфологией осевой долины параметры составили: H=3, 4 мм и W=2–2.5 см.

В пределах тонкой литосферы и широкой ослабленной зон (условия, характерные для северной части хребта) трещины отличались значительными размерами, хорошей выраженностью, сильной

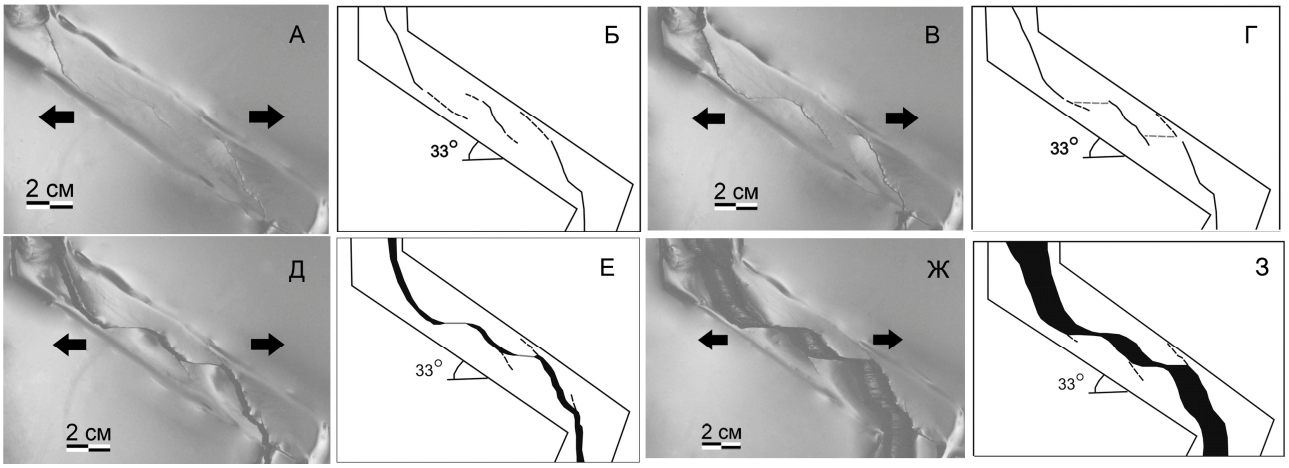


Рис. 5. Формирование бассейнов типа «pull-apart» в экспериментах с наклонным (33º) растяжением ослабленной зоны, моделирующей хребет Книповича. А, В, Д, Ж – фото, вид сверху; Б, Г, Е, З – дешифрирование фото. А – заложение ортогональной трещины «прото-бассейна», Б – заложение сдвиговых трещин, соединяющих бассейн растяжения с соседними трещинами, В – стабилизация образовавшихся сдвигов, Г – наращивание коры в бассейне и его расширение с одновременным сокращением длины сдвигов

эшелонированностью и в то же время рассредоточенностью по всей ширине ослабленной зоны (рис. 1, А). Мелкие трещины здесь практически отсутствовали. Трещины закладывались под углом в 70-80° к направлению растяжения.

При увеличении толщины хрупкого слоя модельной коры морфология трещин изменялась (рис. 2, Б). Они становились более сегментированными, уменьшалась их длина. Местами появлялись трещины, параллельные простиранию ослабленной зоны. При этом большая их часть закладывалась более ортогонально к направлению спрединга.

При моделировании условий, характерных для южной провинции хребта трещин приобретали сильно сегментированный характер (рис. 2, В). Их длина была минимальной, увеличивалось количество скоплений небольших трещин, которые развивались по типу нетрансформных. В некоторых трещинах присутствовали короткие сдвиговые сегменты, которые простирались под углом к направлению растяжения. Строение трещин приобретало неправильные черты, отклоняясь от S-образной формы. Все большую роль начинали играть трещины небольшого размера, группирующиеся в скопления и реализующие растягивающие напряжения.

В случае хребта Кольбейнсей при проведении экспериментальных исследований также учитывались факторы различной степени прогрева его рифтовой зоны и величины хрупкого слоя коры в ней. Скорость спрединга в модели составляла ~$1.5 \cdot 10^{-5}$ м/с. Ослабленная рифтовая зона задавалась под углом в 80° к направлению растяжения в соответствии с кинематикой спрединга на хребте. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия трех выделенных на хребте провинций. С учетом меньшей степени прогрева литосферы хребта модельные параметры отличались от аналогичных для хребта Рейкьянес.

Южная часть хребта моделировалась с минимальной мощностью хрупкого слоя и максимальной шириной зоны прогрева: H=2 мм, W=4, 5 см. Условия переходной провинции хребта моделировались с параметрами: H=3 мм и W=2.5-3 см. Для северной провинции с морфологией осевой долины параметры составили: H=3-4 мм и W=2-2.5 см.

В пределах тонкой литосферы и широкой ослабленной зоны трещины закладывались практически ортогонально растяжению. Формировались как крупные трещины длиной до 4 см, принимавшие слабо выраженную S-образную форму, так и небольшие трещины длиной 0.5-0.8 см, с четкими сдвиговыми окончаниями. Величина смещений между трещинами была минимальной. Сдвиговые трещины в их пределах не закладывались, а сами смещения развивались по типу небольших перекрытий с амплитудой не более 0.2-0.5 см (рис. 3, А). Похожая картина наблюдается в пределах южной части хребта Кольбейнсей, где неовулканическая зона с вулканическими постройками практически не смещается НТС и состоит из длинных вулканических хребтов, ориентированных субортогонально относительно направления растяжения.

В пределах толстой литосферы и узкой ослабленной зоны трещины также закладывались практически ортогонально растяжению (рис. 3, Б, В). Сегменты трещин отличались прямолинейностью, S-образная морфология трещин не отмечалась. При этом сегменты соединялись четко выраженными сдвигами как небольшого (0.3-0.5 см), так и крупного (1-1.5 см) размера. Все смещения между сегментами отличались большой амплитудой (до 2-3 см) и развивались с формированием сдвиговых трещин.

В случае хребта Мона при проведении экспериментальных исследований использовались следующие параметры: H=3-4 мм, W=1.5-2 см. При этом угол наклона ослабленной зоны относительно направления растяжения составлял 55°. Полученные результаты во многом воспроизводили результаты, полученные при моделировании структурообразования в южной провинции хребта Рейкьянес. Важным отличием было формирование хорошо выдержанных сдвиговых и сдвиго-раздвиговых зон между S-образными трещинами растяжения. В этих зонах трещины закладывались сбупараллельно направлению растяжения либо субпараллельно краям ослабленной зоны. Сдвиговые сегменты затем стабильно функционировали в течение всего периода растяжения.

В экспериментах, воспроизводящих условия, характерные для хребта Книповича, рифтовые зоны и сдвиговые области задавались в виде линейных ослабленных зон. Их конфигурация повторяла современные генеральные тренды хребтов Мона и Гаккеля, соединенные зоной соответствующей общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. В модели изменялись угол наклона ослабленной зоны по отношению к растяжению. Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования, как для всей транзитной зоны, так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α.

В пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича сегментация осевой зоны отражала сильносдвиговый характер деформаций. Важнейшим фактором, определяющим сегментацию ее структур, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов, при которой этот угол менялся от 10 до 50°. При этом было установлено, что постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго-раздвигов и раздвигов нарастает. Определяющими при наклоне в 10-20° являются чистые сдвиги. При наклоне в 20-25° наблюдается система сдвиго-раздвигов с преобладанием сдвига. При наклоне в 25-35° сдвиги и раздвиги характеризуются примерно равным соотношением по длине. При угле больше 35° раздвиги начинают преобладать, однако значительная компонента раздвижения в их кинематике все еще присутствует вплоть до угла 50°.

Во второй серии экспериментов была рассмотрена сегментация северного и южного участков хребта Книповича, чьи морфологические и кинематические различия были описаны выше. Ослабленная зона, ориентированная под углом в 40° моделировала южный участок хребта. Для нее было характерно наличие протяженных косых сдвиго-раздвигов, ориентированных под углом в 10-15° к растяжению, причем длина сдвигов в этих экспериментах была большей (Рис. 4, А, Б). Главной отличительной особенностью сегментации ослабленной зоны ориентированной под углом в 50° к направлению растяжения характерной для северного участка является наличие многочисленных эшелонированных трещин преимущественно ортогональной ориентировки к направлению растяжения. При этом практически пропадают структуры, которые отвечают преимущественно за сдвиг (Рис. 4, В, Г).

Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующей геодинамическую обстановку всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. При этом соблюдалась общая кинематическая картина региона, а угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял 30-35°. В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались структуры типа «пулл-апарт» – короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом 10-20° к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эксперименты по моделированию условий структурообразования на хребтах Кольбейнсей и Рейкьянес показали различия в характере трещин в зависимости от толщины хрупкого слоя модельной коры. При возрастании мощности и сокращении ширины ослабленной зоны возрастала степень их сегментированности, трещины становились короче, проявлялись трещины сдвигового типа, природными аналогами которых выступают нетрансформные смещения. В общем виде трещины повторяют сегментацию рифтовой зоны хребта, при этом вулканические хребты становятся короче, а смещения между ними увеличиваются в размерах. Различия морфологии трещин и их ориентировки были вызваны, в том числе различным углом наклона ослабленной зоны относительно направления растяжения – то есть степенью отклонения спрединга от ортогонального. Увеличение сдвиговой компоненты в растяжении из-за уменьшения угла наклона ослабленной зоны в экспериментах по моделированию условий структурообразования на хребте Мона приводит к формированию системы устойчивых сдвиговых и сдвиго-раздигов в рамках ослабленной зоны. В случае хребта Книповича экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых. При этом в природе формируются бассейны типа пулл-апарт, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами различной длины. Первые выражены в рельефе в виде ортогональных к оси растяжения вулканических поднятий, вторые – в виде трогов и слабоудлиненных впадин с редуцированными проявлениями вулканизма. Эксперименты показали хорошее соответствие картины сегментации трещин и природной сегментации хребтов.

В целом, экспериментальное моделирование позволило выявить основные геодинамические факторы, определяющие сегментацию хребтов. Для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – это изменение толщины хрупкого слоя и ширины зоны прогрева при удалении от Исландской горячей точки в условиях асимметрии мантийного потока и различной степени отклонения спрединга от ортогонального. Для хребта Мона – сильно косой спрединг в условиях узкой зоны прогрева и высокой мощности хрупкого слоя. Для хребта Книповича – сложная кинематика спрединга в условиях высокой компоненты сдвига и ее различной доли на различных участках хребта с формирование локальных бассейнов растяжения.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А.Ю., Сагалевич А.М., Кузьмин М.И., Кузнецов А.П. Геологическое строение рифтовой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с.ш. // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1478–1482.

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

Меркурьев С.А., ДеМетц Ч., Гуревич Н.И. Эволюция геодинамического режима аккреции коры у оси хребта Рейкьянес, Атлантический океан // Геотектоника. 2009. № 3. С. 14–29.

Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.

Сборщиков И.М., Руденко М.В. Структура рифтовой зоны хребта Рейкъянес и Исландская термальная аномалия // Геотектоника. 1985. № 2. С. 88–103.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.

Crane K., Doss H. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. Vol. 22. P. 153–205.

Curewitz D., Okino K. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74_30°N-77_50°N // Journal of Structural Geology. 2010. Vol. 32. P. 727–740.

Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. Vol. 426. 2003. P. 405–412.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys.J.Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.

GEBCO_08 grid, ver. 20090202, http://www.gebco.net

Geli L., Renard V., Rommevaux C. Ocean formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohns Ridge, near 72°N, based on magnetic, gravity, and seismic data // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, No B2. P. 2995–3013.

Hooft E.E., Brandsdottir B., Mjelde R. et al. Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. Vol. 7. No 5.

Kandilarov A., Landa H., Pedersen B. et al. Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich RidgeNorth Atlantic, along a presumed ridge segment center // Mar. Geophys. Res. 2010. Vol. 31. P. 173–195.

Klingelhofer F., Geli L. et al. Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion on the very-slow spreading Mohns ridge // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. № 10. P. 1547–1550

Kodaira, S., Mjelde, R. et al. Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom, seismographs // JGR. 1997. V. 102. B2.

Okino K., Curewitz D. et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and planetary science letters. 2001. Vol. 202. P. 275–288.

Parson L.M., Murton B.J., Searle R.C. et al. En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge: a life cycle of volcanism and tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 73–87.

Ritzman O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H. Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // Marine Geophysical Researches. 2002. Vol. 23. P. 379–401.

Riedel C., Trygvasson A., Brandsdottir B. et al. First results from the North Iceland experiment // Mar. Geophys. Res. 2006. Vol. 27. P. 267–281.

Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al. The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 160. P. 463–478.

Sinha M. C., Constable S. C., Peirce C. et al. Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57°45′ north on the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. J. Int. 1998. Vol. 135. P. 731–745.

Whit, R.S., McKenzie D., O'Nions R.K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, No 19. P. 683–715.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТРЕЩИН СДВИГА – АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРИБЛИЖЕНИЕ

А.С. Лермонтова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, РАН, г. Москва, asyal@pochta.ru

Свойства горных массивов во многом определяются характером их трещиноватости. Известно, что при действии одной и той же нагрузки напряжённое состояние массива, содержащего трещины, будет отличаться от напряжённого состояния однородного массива. Очевидно также, что трещины, близко расположенные друг к другу, испытывают взаимное влияние.

В работе получено приближённое аналитическое решение двумерной задачи теории упругости [Мусхелишвили, 1966] о нахождении напряжённого состояния массива, содержащего множество трещин. Начальное напряжённое состояние в общем случае неоднородно и определяется внешними условиями нагружения и предыдущими этапами деформирования. Мы рассматриваем частный случай этого начального состояния – однородное, задаваемое на бесконечном удалении значениями и ориентацией двух главных напряжений σ_1^0 и σ_2^0 (рис. 1). Пусть в массиве в области V имеется множество плоских областей пониженной прочности (будущих трещин) A_m, $m = 1,2,...,M$. Пусть все вектора их нормалей лежат в плоскости xOy. Предполагаем, что в этой плоскости характерный размер рассматриваемых областей L_m $(L_m \approx L)$ одного порядка (рис. 2), а в направлении, перпендикулярном плоскости xOy, области пониженной прочности бесконечно продолжимы.

Если начальные касательные напряжения преодолевают силы трения, то трещина активизируется, то есть возникает смещение её бортов. Условие начала активизации трещины выглядит следующим образом:

$$\left|\sigma_{xy}^0(x_n, y_n)\right| = \tau_s - k_s \sigma_{yy}^0(x_n, y_n) \quad \text{при} \quad |x_n| \le L_n, \quad y_n = 0 \quad \text{и} \quad \sigma_{yy}^0(x_n, y_n) \le 0. \qquad (1)$$

Здесь τ_s и k_s – соответственно предел поверхностной прочности сцепления и коэффициент статического поверхностного трения, а $\sigma_{yy}^0(x_n,0)$, $\sigma_{xy}^0(x_n,0)$ – соответственно нормальные (сжимающие напряжения отрицательны) и касательные напряжения, действующие вдоль n-ой трещиной длины $2L_n$ до ее активизации и записанные в ее локальной системе координат (Рис. 2).

В рассматриваемом нами случае начальные главные напряжения меньше либо равны нулю, так что массив находится в состоянии всестороннего сжатия, а значит, смещения на трещине будут сдвиговыми, без отрывов.

Результатом этих смещений является уменьшение величины касательных напряжений, действующих вдоль берегов трещины. Новое равновесное состояние определяется выполнением на каждой из трещин условия:

$$\left|\sigma_{xy}^1(x_n, y_n)\right| = -k_k \sigma_{yy}^1(x_n, y_n) \text{ при } |x_n| \le L_n,\ y_n = 0 \text{ и } \sigma_{yy}^1(x_n, y_n) \le 0. \qquad (2)$$

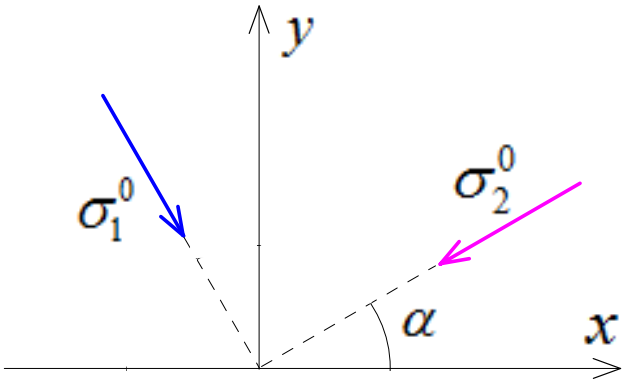


Рис. 1. Схема ориентации региональных напряжений.

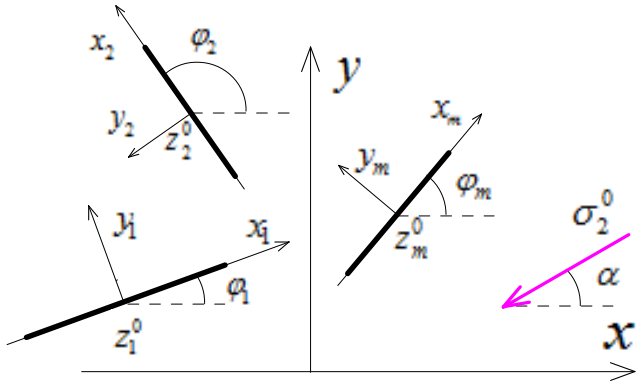


Рис. 2. Схема задачи для множества трещин скола.

Верхний индекс 0 обозначает компоненты начального напряжённого состояния, верхний индекс 1 соответствует возмущённому напряжённому состоянию.

Часто на практике после активизации трещины начинают прорастать, возникают вторичные разрывы. Обратим внимание, что мы изучаем не их, а ищем напряжённое состояние массива в тот момент, когда имевшиеся трещины уже активизировались, но вторичных нарушений ещё не произошло, для того, чтобы иметь возможность прогнозировать, где именно появятся эти вторичные нарушения.

Случай одиночной трещины подробно изучен в работе [Осокина, Фридман, 1987]. Авторам удалось получить точное решение, разрешив сингулярное интегральное уравнение для нахождения функции скачка смещений, имеющей в результате вид

$$g(x) = \Delta\tau\sqrt{L^2 - x^2}, \tag{3}$$

и воспользовавшись комплексными потенциалами Колосова-Мусхелишвили, через которые выражаются искомые компоненты тензора напряжений.

Применение аналогичного метода напрямую к случаю множества трещин приводит к системе сингулярных интегральных уравнений, аналитическое решение которой неизвестно. Использование численных методов влечёт настолько громоздкие вычисления, что применимо только в наиболее простых ситуациях, когда трещин немного.

В связи с этим возникла идея упрощённого подхода к данной задаче. Суть его заключается, во-первых, в том, что функции скачков смещений на всех трещинах, на самом деле неизвестные, мы берём такой же формы, как и для одиночной трещины:

$$g_n(x_n) = \Delta\tau_n\sqrt{L_n^2 - x_n^2} \text{ при } |x_n| \le L_n,\ n = 1,...,M. \tag{4}$$

Найти при этом остаётся только коэффициенты $\Delta\tau_n$ – средние (по длине соответствующей трещины) значения сброшенных касательных напряжений на трещинах. Последние, в свою очередь, находятся из рассмотрения условий типа условий (2) на каждой трещине в виде средних по её длине, что является вторым ключевым моментом нашего упрощающего похода. Таким образом, вместо системы сингулярных интегральных уравнений на функции скачка смещений мы должны решить простую систему линейных алгебраических уравнений на значения $\Delta\tau_n$. Зная же функции смещения, мы можем найти комплексные потенциалы Колосова-Мусхелишвили, а из них – компоненты тензора напряжений.

Приближённость полученного решения соответствует точности наших знаний об условиях на реальных разрывах, поскольку на практике чаще всего известно только среднее значение сброшенного касательного напряжения на разрыве.

В известных до сих пор работах по данной теме (например, [Качанов, Вакуленко, 1971; Качанов, 1972]) изменённое напряжённое состояние находится как сумма вкладов всех трещин в его изменение, но никак не учитывается взаимное влияние трещин. Кроме того, скачки смещений предполагаются априори известными (см. также [Chinnery,]), что в реальности недостижимо.

Предлагаемый в настоящей работе метод учитывает взаимное влияние трещин в интегральном смысле, через средние сброшенные касательные напряжения $\Delta\tau_n$. Так, например, если трещина с номером i целиком или большей частью находится в зоне, разгруженной за счёт активизации соседних с ней трещин, то значение $\Delta\tau_i$ окажется меньше, чем если бы i-тая трещина подвергалась той же начальной нагрузке, но в отсутствие соседних трещин, а значит, меньшим будет и вклад рассматриваемой трещины в изменение напряжённого состояния.

Ещё одна особенность предложенного метода заключается в том, что он выявляет зависимость напряжённого состояния от последовательности активизации трещин.

В качестве примера приведём картины некоторых параметров напряжённого состояния массива в окрестности двух параллельных близко расположенных трещин, активизировавшихся в разных случаях в разном порядке.

Пусть длины трещин соотносятся как 1 к 2. Угол между направлением максимального сжатия σ_2^0, действующего в возмущенном состоянии на бесконечности, и осью абсцисс $\alpha = 15^o$. При вычислениях коэффициент кинематического трения k_k полагался равным нулю.

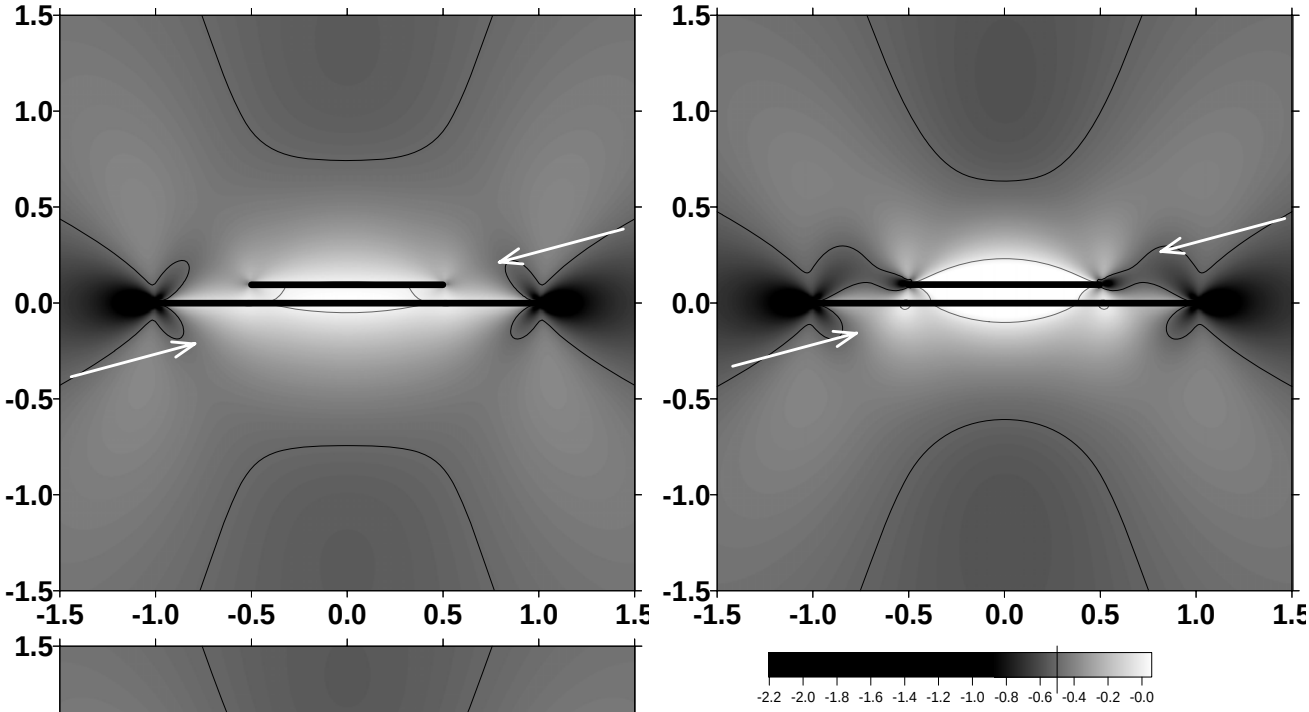


Рис. 3. Касательное напряжение σ_{xy} в окрестности двух параллельных трещин разного размера: а) первой активизируется короткая трещина; б) первой активизируется длинная трещина; в) обе трещины активизируются одновременно. Чёрная изолиния (показана также на шкале) отвечает начальному значению σ_{xy}, имевшемуся в массиве до активизации трещин. Серая изолиния соответствует нулевому значению. Белые стрелки показывают направление максимального сжатия.

Сравним три случая: в первом сначала активизируется короткая трещина, за ней - длинная (рис. 3, 4, а), во втором – сначала длинная, потом короткая (рис. 3, 4, б), и в третьем случае обе трещины активизируются одновременно (рис. 3, 4, в). Разница между этими случаями определяется как картиной распределения напряжений (рис. 3, 4), так и величинами сброшенных касательных напряжений (см. таблицу) на каждой из трещин. В первом случае борта короткой трещины сдвигаются в начальном поле напряжений, а потом «заклеиваются», т.е. на стадии активизации длинной трещины они уже не испытывают дополнительного относительного смещения. Поэтому последующее смещение бортов длинной трещины хоть и изменяет напряжения вблизи обеих трещин, но уже не влияет на значительный вклад меньшей трещины в возмущенное поле напряжений.

Во втором случае (рис. 3, 4, б) вклад короткой трещины в изменение напряжённого состояния, как видно из рисунков, весьма невелик. Это объясняется тем, что во втором случае длинная трещина активизируется первой, так что для короткой трещины начальным является уже не исходное однородное напряжённое состояние, а заметно ослабленное относительно него, образовавшееся после активизации первой трещины. Можно сказать, что «работа» по сбрасыванию касательных напряжений в месте возникновения короткой трещины уже произведена длинной трещиной, поэтому, чтобы сбросить их до нуля, короткой трещине остаётся сдвинуться совсем немного, что мы и видим из таблицы – величина сброшенных касательных напряжений на короткой трещине во втором случае мала.

Таблица. Сброшенные касательные напряжения для случая двух параллельных трещин с разной последовательностью активизации

	Случай 1	Случай 2	Случай 3
Короткая трещина	-0.5	-0.11347	-0.125972
Длинная трещина	-0.435811	-0.5	-0.483828

Если обе трещины активизируются одновременно (рис. 3, 4, в), значения сброшенных касательных напряжений незначительно отличаются от значений во втором случае (таблица), и параметры напряжённого состояния примерно такие же, как и в случае 2 (рис. 3, 4, б). Это связано с тем, что при одновременном срабатывании влияние меньшей трещины на большую заметно слабее, чем большей на меньшую. Соответственно, качественно картина близка к той, которая возникает, когда первой активизируется длинная трещина, не испытывая влияния короткой, а затем короткая при сильном влиянии длинной.

Рассмотрим детальнее распределение касательного напряжения σ_{xy} (рис. 3). В первом (рис. 3, а) случае области пониженного (повышенного по абсолютному значению, но отрицательного по знаку) касательного напряжения вблизи концов длинной трещины дотягиваются до концов короткой. Сама короткая трещина после активизации длинной почти вся оказывается в зоне положительных каса-

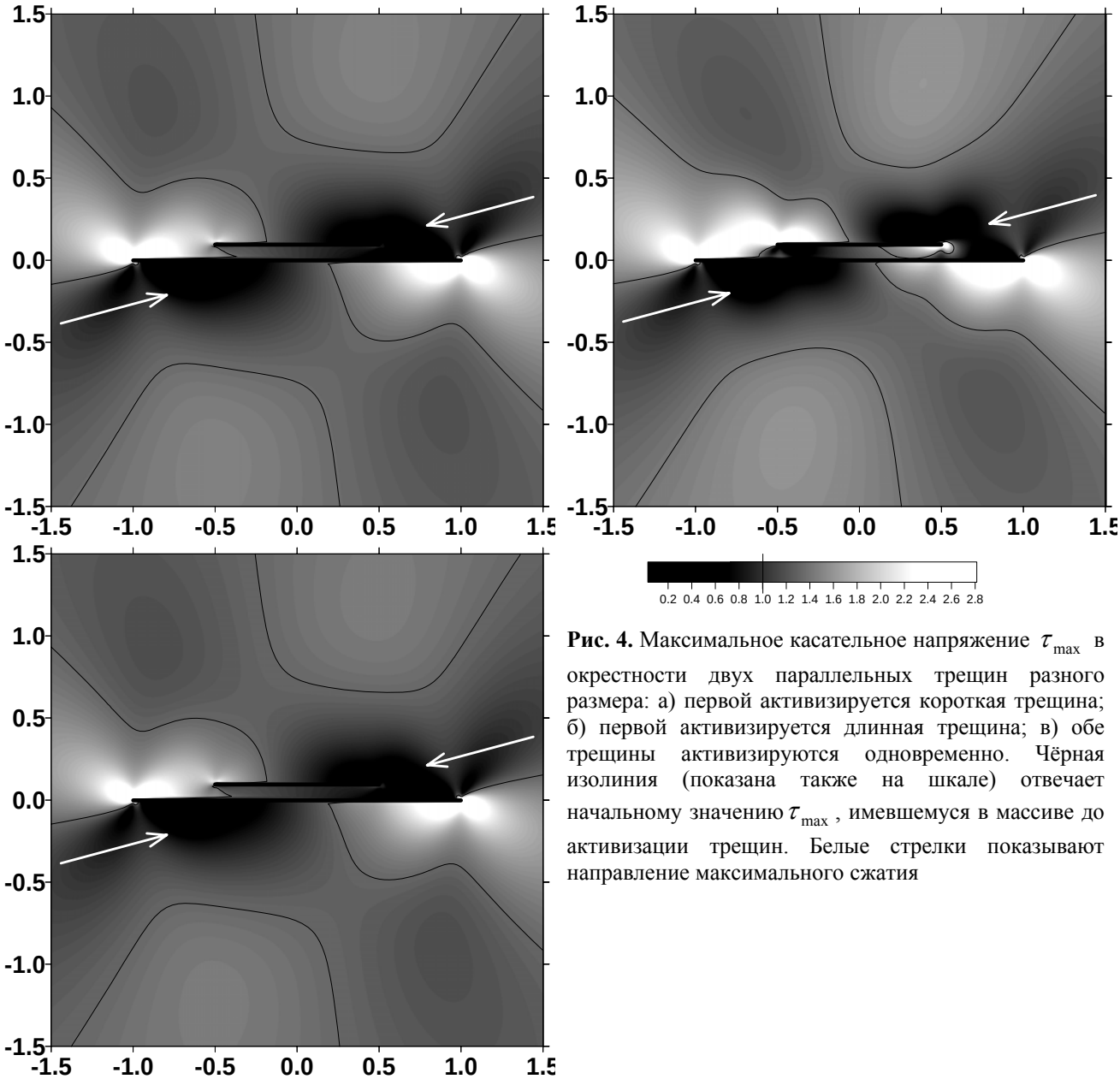


Рис. 4. Максимальное касательное напряжение $\tau_{\max}$ в окрестности двух параллельных трещин разного размера: а) первой активизируется короткая трещина; б) первой активизируется длинная трещина; в) обе трещины активизируются одновременно. Чёрная изолиния (показана также на шкале) отвечает начальному значению $\tau_{\max}$, имевшемуся в массиве до активизации трещин. Белые стрелки показывают направление максимального сжатия

тельных напряжений. Во втором случае (рис. 3, б) короткая трещина практически не влияет на области пониженных напряжений, а напряжения на сработавшей первой длинной трещине местами оказываются положительными, более того, среднее значение касательных напряжений на длинной трещине также имеет положительный знак.

Разница между полями максимальных касательных напряжений (рис. 4) заключается в значительно более сильных возмущениях на концах короткой трещины в первом случае по сравнению со вторым. Зона повышенных максимальных касательных напряжений, возникающая на правом конце короткой трещины в первом случае, частично перекрывается с зоной пониженных максимальных касательных напряжений вблизи правого конца длинной трещины, тем самым эти зоны несколько снижают интенсивность друг друга.

ЛИТЕРАТУРА

Гахов Ф.Д. Краевые задачи. М.: Наука. 1977. 640 с.

Качанов М.Л., Вакуленко А.А. Континуальная теория сред с трещинами // Изв. АН СССР. Механика тв. тела. 1971. № 4. С. 159–166.

Качанов М.Л. К континуальной теории сред с трещинами // Изв. АН СССР. Механика тв. тела. 1972. № 2. С. 54–59.

Костров Б.В., Фридман В.Н. Механика хрупкого разрушения при сжатии // Физика очага землетрясений. М.: Наука. 1975. С. 30–45.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука. 1987. 248 с.

Мусхелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука. 1966. 707 с.

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. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120–135.

Осокина Д.Н. 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. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987б. С. 136–151.

Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.

Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наук. Думка. 1968. 246 с.

Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1, № 1. С. 5–22.

Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. Аналитическое решение задачи для совокупности трещин сдвига с кулоновым трением // ДАН. Геофизика. 2010. Т. 435, № 6. С. 821–825.

Лермонтова А.С. Ребецкий Ю.Л., Исследование взаимодействия трещин сдвига на основе приближенного аналитического решения задачи теории упругости // Геодинамика и тектонофизика. В печати.

Саврук М.П. Двумерные задача упругости для тел с трещинами. Киев: Наук. думка. 1981. 323 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 269 с.

Byerlee J. D. Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V. 116. P. 615–626.

Byerlee J. D. Frictional characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, No. 14. P. 3639–3648.

Chinnery M.A. The deformation of the ground around surface fault // Bul. Seism. Soc. Am. 1961. Vol. 51, No 3. P. 355–372.

Chinnery M.A. The stress changes that accompany strike-slip faulting // Bul. Seism. Soc. Am. 1963. Vol. 53, No. 3. P. 921–932.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Е.В. Лескова, А.А. Еманов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск
Алтае-Саянский филиал Геофизической Службы СО РАН, г. Новосибирск

Чуйское землетрясение с магнитудой M_w=7.3, произошедшее 27 сентября 2003 г в Чуйско-Курайской зоне, является крупнейшим на сегодняшний момент землетрясением на территории Горного Алтая и Саян за период инструментальных наблюдений. Благодаря уплотненной сети станций Алтайского сейсмологического полигона [Еманов и др., 2003] и ежегодным полевым наблюдениям в эпицентральной зоне землетрясения [Еманов и др., 2007; Еманов и др., 2010] собраны уникальные для региона сейсмологические данные, на основе которых с использованием современных методов обработки и анализа получены новые интересные результаты относительно пространственно-временных характеристик афтершокового процесса [Еманов и др., 2009].

Настоящая работа посвящена некоторым количественным оценкам афтершокового процесса и реконструкции локального поля напряжений Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая по данным о механизмах очагов афтершоков Чуйского землетрясения с применением метода катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [Ребецкий, 2007].

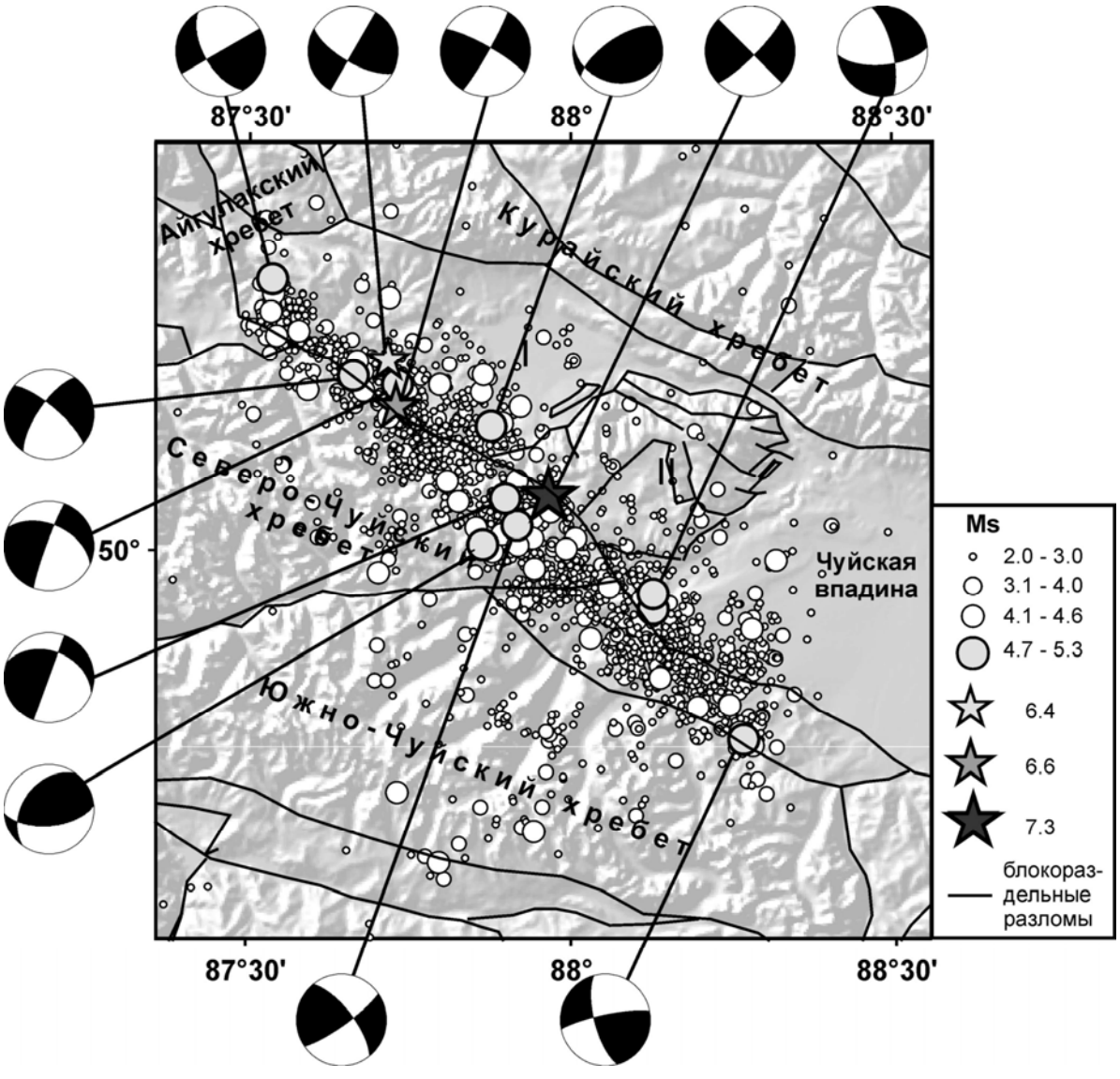


Рис. 1. Чуйское землетрясение и его крупные афтершоки (Ms>2) за период 2003-2008 гг Механизмы очагов для афтершоков с M_s > 4.6. Римскими цифрами обозначены: I – Курайская впадина; II – Чаган-Узунский блок

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В более ранних работах [Еманов и др., 2009; Лескова и др., 2006] было показано, что поле афтершоков имеет сложную структуру, зависящую от блокового строения эпицентральной области. Для выделенных четырех основных элементов афтершоковой зоны была рассмотрена связь с крупнейшими событиями активизации и определены фазы развития во времени афтершокового процесса. Анализ глубин афтершоков Чуйского землетрясения [Опарин, 2008] показал, что события происходят в основном в верхней части земной коры (до 18 км) и существуют максимумы их количества на глубинах 2, 8 и 14 км.

На настоящий момент сводный каталог землетрясений насчитывает более 45 тысяч событий и включает в себя все афтершоки с $M_s \geq 2$, зарегистрированных в период 2003-2008 гг, а также каталог начала афтершокового процесса, представительный с $M_s=1$ (сентябрь – октябрь 2003 г), и результаты обработки полевых наблюдений (2003 – 2009 гг).

На рисунке 1 представлены положения главного толчка, двух крупнейших (M_s = 6.4 и 6.6) и крупных афтершоков ($5.3 \geq M_s \geq 2$) за период 27 сентября 2003 г – 31 декабря 2008 г, также приведены блокораздельные разломы по [Новиков и др., 2008] и основные географические названия Чуйско-Курайской зоны. Чуйское землетрясение произошло в зоне сочленения Чаган-Узунского приподнятого блока с Северо-Чуйским хребтом. Чуйская и Курайская впадины, разделенные Чаган-Узунским блоком, обрамлены с юго-запада Южно-Чуйским и Северо-Чуйским, а с севера и северо-востока – Курайским и Айгулакским хребтами. Как было показано в работе [Еманов и др., 2009], афтершоковый процесс первых четырех дней активизации охватывал в основном Чаган-Узунский блок, и границы Чаган-Узунского блока – Курайской впадины и Южно-Чуйского хребта – Чуйской впадины. Длина активизированной зоны в этот период составляла порядка 50-60 км. Афтершок 27 сентября с магнитудой 6.4 фактически не меняет параметров афтершокового процесса, в то время как произошедший 1 октября второй крупнейший афтершок с магнитудой 6.6 в значительной степени изменил протекание афтершокового процесса. С него начинается развитие второй фазы, когда активизированная зона удлинилась на северо-запад вдоль границы Курайской впадины и Северо-Чуйского хребта на 25-30 км

Для анализа количественных характеристик афтершокового процесса построены карты плотности эпицентров (рис. 2, a) и суммарной сейсмической энергии (рис. 2, b) по наиболее представительному за исследуемый период (2003-2008 гг.) диапазону магнитуд событий ($M_s \geq 2$). Расчет производился в узлах сетки 4x4 км с перекрытием 2 км. Также на карту нанесены границы четырех основных элементов структуры афтершоковой зоны, выделенных по группированию событий [Еманов и др., 2009]. Согласно рисунку 2, a основная масса афтершоков исследуемого энергетического класса происходит вдоль разломной зоны по северо-восточным границам Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов.

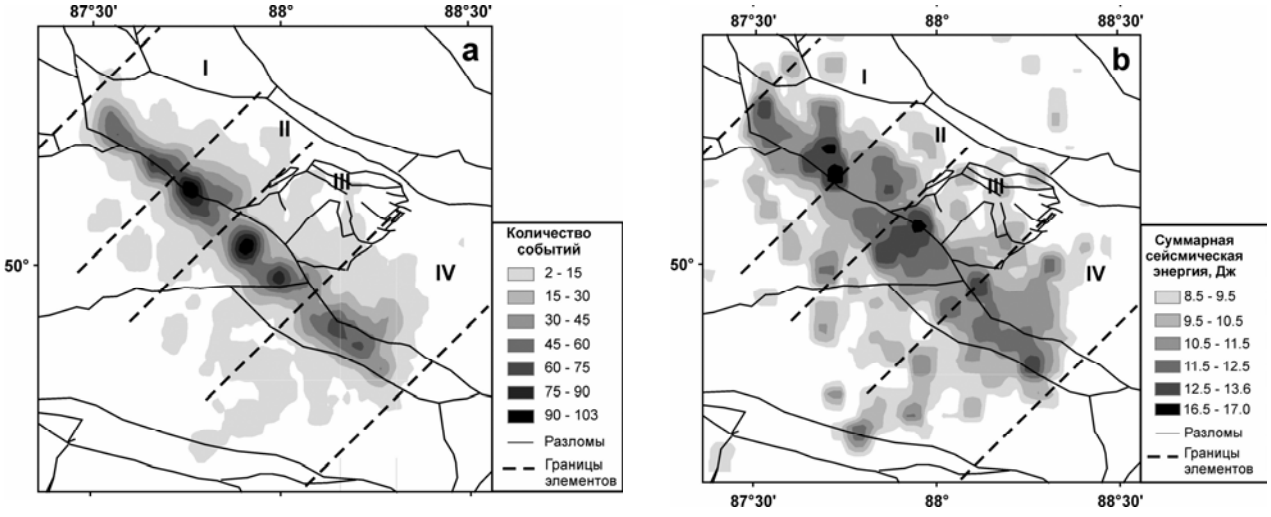


Рис. 2. Карты плотности эпицентров афтершоков (a) и суммарной сейсмической энергии (b) за период 2003-2008 гг (землетрясения с $M_s > 2$) с границами элементов афтершоковой области

По количеству крупных афтершоков наиболее интенсивными являются центральные элементы структуры II-ой и III-ей, тогда как крайние элементы I-ой и IV-ой менее числены (рис. 2, a). Подобной аналогии нельзя привести при анализе карты суммарной сейсмической энергии (рис. 2, b). Интересным является тот факт, что максимальные значения суммарной сейсмической энергии наблюдаются не в центральных областях элементов, а на их окончаниях.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ АФТЕРШОКОВ

Стационарная сеть сейсмических станций Алтае-Саянского региона и Алтайского сейсмологического полигона позволяет рассчитывать механизмы очагов землетрясений этой зоны, начиная с магнитуды 3.1 (энергетический класс – 9.6). Каталог фокальных механизмов содержит данные для большинства событий указанного энергетического диапазона. Исключение составляют землетрясения первых дней активизации, когда из-за большого числа событий и их наложений друг на друга, для многих крупных афтершоков оказалось невозможным определить механизмы очагов, так как для их расчета используются знаки первых вступлений продольных волн.

В каталог включены фокальные механизмы и более слабых толчков, рассчитанные по записям станций временных сетей эпицентральных наблюдений (2003-2008 гг). Временные сети станций выставляются в Чуйско-Курайской зоне ежегодно в основном летом, начиная с 2002 года (за год до землетрясения) [Еманов и др., 2007; Еманов и др., 2010]. Каждый раз в исследуемом районе дополнительно устанавливались до 30 станций на период регистрации от 2 недель до 3 месяцев. Как правило, каждый из периодов наблюдений характеризуется своей конфигурацией сети станций, направленной на изучение того или иного участка активизированной зоны. Так в 2006 году основной целью исследования стали землетрясения Чаган-Узунского блока, а в 2008 году – северо-западного фланга активизации и т.д. Благодаря чему получены детальные данные о сейсмических событиях и механизмах их очагов указанных зон.

Таким образом, используемый в работе каталог содержит данные о механизмах очагов 470 афтершоков в диапазоне магнитуд $5.3 \geq M_s \geq 0.1$. Главный толчок (M_s=7.3) и два крупнейших афтершока (M_s=6.4 и 6.6) заведомо были исключены из каталога, используемого для реконструкции напряжений, так как их области упругой разгрузки сопоставимы со всей афтершоковой зоной, и их вклад в каждую ячейку сетки расчета будет весьма существенен.

На рисунке 1 также представлены рассчитанные механизмы очагов афтершоков с M_s>4.6. Основным типом реализованного в очаге механизма с учетом геологической обстановки исследуемой зоны является правый сдвиг, характерный для главного толчка и большинства крупных афтершоков. Исключение составляют два взбросовых и один поддвиговый механизм на границе II-го и III-го и сдвиго-сброс на границе III-го и IV-го элементов структуры афтершоковой области. Смена типа механизмов на окончаниях элементов структуры более отчетливо проявляется в очагах слабых событий [Лескова и др., 2006].

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗОНЫ АФТЕРШОКОВ

Реконструкция поля современных напряжений земной коры в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая выполнена по данным о механизмах очагов афтершоков Чуйского землетрясения с использованием метода катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [Ребецкий, 2007]. Предварительный анализ исходных сейсмологических данных показал, что совместное использование механизмов афтершоков всего представленного энергетического диапазона приведет к тому, что размер областей упругих разгрузок крупных афтершоков будет значительно преобладать над областью упругих разгрузок слабых событий и вклад последних будет весьма малым. Количественный и энергетический диапазон данных позволяет выполнить реконструкцию напряженного состояния для двух энергетических уровней: $5.3 \geq M_s \geq 3.5$ (111 афтершоков) и $3.5 \geq M_s \geq 1$ (350 афтершоков). Для удобства изложения будем называть их I-ый и II-ой уровни соответственно. С позиции такого разделения было бы интересно проследить существование иерархии масштабных уровней тектонических напряжений [Осокина, 1987] для Чуйско-Курайской зоны. Реконструкция выполнялась в узлах сетки 4x4 км на глубине 8 км. На рисунках 3-4 представлены результаты реконструкции: проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия σ_3 (рис. 3, a и рис 3, c) и растяжения σ_1 (рис. 3, b и рис 3, d), тип напряженного состояния (рис. 4, a, 4, c) и вид тензора напряжений – коэффициент Лоде-Надаи μ_σ (рис. 4, b и рис. 4, d).

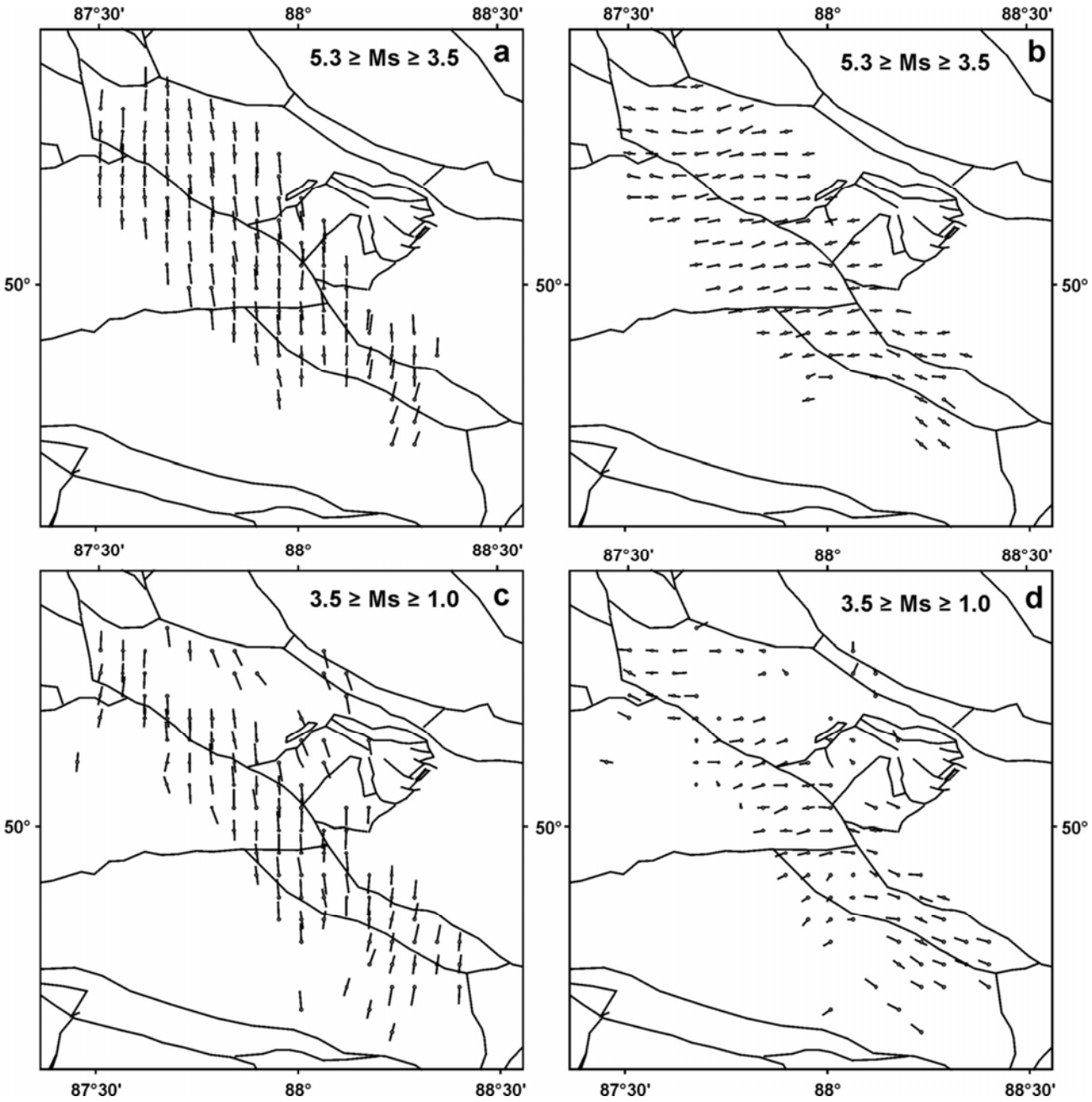


Рис. 3. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия σ_3 (a, c) и растяжения σ_1 (b, d) для двух энергетических уровней: $5.3 \geq M_s \geq 3.5$ (a, b) и $3.5 \geq M_s \geq 1$ (c, d)

По результатам реконструкции, выполненной по группе событий I-го уровня, оси максимального девиаторного сжатия σ_3 (рис. 3, a) преимущественно близгоризонтальны (с углами погружения 0°-15°), в центральной части исследуемой зоны направлены почти строго на юг (азимуты осей в основном 170°-180°), а на юго-восточном окончании зоны оси сжатия в некоторых доменах становятся более крутыми (до 25°-40°) и меняют свою ориентацию на северную, северо-северо-восточную (350°-25°). Примечательно, что такая резкая смена ориентации осей максимального девиаторного сжатия происходит в области инструментально определенного положения главного толчка Чуйского землетрясения. При анализе осей максимального девиаторного растяжения σ_1 (рис. 3, b) также обнаруживается зона изменения ориентации осей на обратную (с восточной на западную), но в области эпицентров двух крупнейших афтершоков – в центральной части Курайской впадины с заходом в Северо-Чуйский хребет. В этой зоне оси растяжения более крутые (погружения до 40°). На юго-востоке активизированной области оси становятся пологими, при этом меняя свою ориентацию на преимущественно юго-восточную.

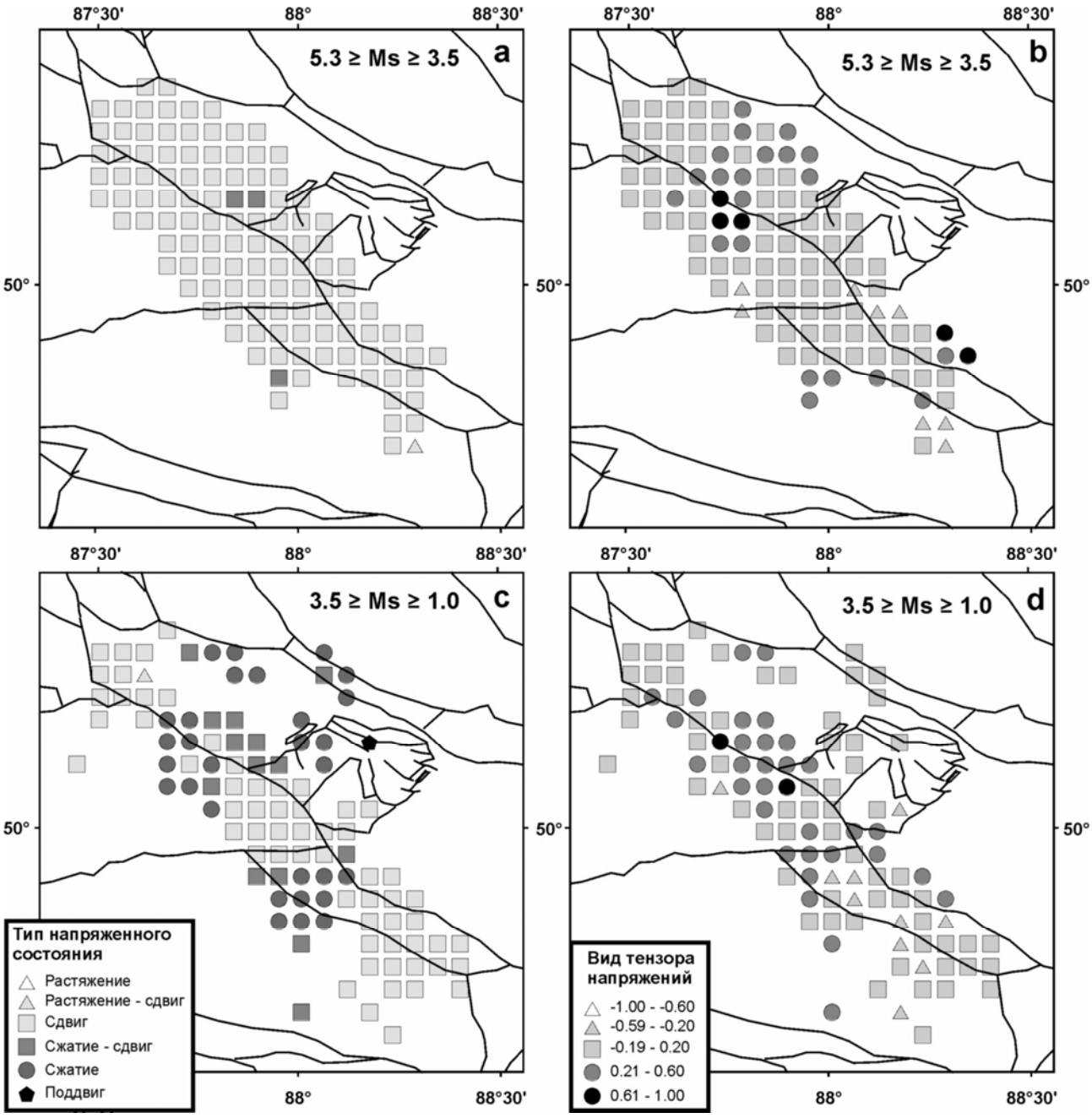


Рис. 4. Тип напряженного состояния (a, c) и вид тензора напряжений – коэффициент Лоде-Надаи (b, d) для двух энергетических уровней: $5.3 \geq M_s \geq 3.5$ (a, b) и $3.5 \geq M_s \geq 1$ (c, d)

Промежуточное главное напряжение σ_2 субвертикально, что находит свое отражение в типе напряженного состояния – горизонтальный сдвиг вдоль всей афтершоковой области. Лишь в 4 доменах определен смешанный тип напряженного состояния (горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом и горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом (рис. 4, a)). Геодинамическая обстановка горизонтального сдвига хорошо согласуется с геологическими данными о наличие сдвигового разлома [Новиков и др., 2008], вдоль которого и распространился афтершоковый процесс. Распределение значений коэффициента Лоде - Надаи, определяющего вид тензора напряжений, не так однообразно (рис. 4, b). Мы видим существование зон с положительными (центральная часть Курайской впадины и юго-восточное окончание зоны афтершоков) и отрицательными (несколько доменов на юго-востоке зоны) значениями коэффициента.

Поле напряжений, полученное по группе событий II-го уровня, характеризуется изменением типа напряженного состояния вдоль исследуемой зоны (рис. 4, c). Выявляются области горизонтального сжатия и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом в центральной части границы Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом, в северной части Южно-Чуйского хребта

(вблизи его границы с Северо-Чуйским хребтом), а также в доменах, определенных для Курайского хребта и северо-западной границы Чаган-Узунского блока. В центральной части афтершоковой зоны и на ее северо-западном и юго-восточном окончаниях определен режим горизонтального сдвига. При этом зона сжатия на границе Курайской впадины и Северо-Чуйского хребта пространственно располагается в районе II-го элемента структуры афтершоковой зоны, а зона сжатия на границе Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов приурочена к переходной области между III-им и IV-ым элементами структуры (рис. 2).

Обстановка горизонтального сжатия подразумевает субвертикальное положение оси максимального девиаторного растяжения σ_1 и субгоризонтальное положение оси максимального девиаторного сжатия σ_3, что мы и наблюдаем для указанных областей (рис. 3, c и 3, d). Ориентация осей сжатия (рис. 3, c) субмеридиональна вдоль главного разлома и меняется на юго-восточную в доменах, определенных для Чаган-Узунского блока и Курайской впадины. Ориентация близгоризонтальных осей растяжения (рис. 3, d) преимущественно западного направления в центральной части зоны и северо-западного – на юго-восточном ее окончании.

Распределение коэффициента Лоде-Надаи, полученное в результате реконструкции по группе событий II-го уровня (рис. 4, d) более хаотично, чем I-го уровня (рис. 4, b). Присутствуют зоны как с положительными (в основном центральная часть зоны афтершоков), так и с отрицательными (юго-восточное окончание) значениями коэффициента.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассмотренные особенности напряженного состояния афтершоковой зоны, полученные по механизмам крупных событий, характеризуют общее поле напряжений, о чем свидетельствует практически неизменный на протяжении всей зоны тип напряженного состояния – горизонтальный сдвиг, хорошо согласующийся с геологическими представлениями о наличие сдвигового разлома, вдоль которого и распространился афтершоковый процесс. При этом проявляются и локальные изменения, такие как смена ориентации осей сжатия в районе эпицентра главного толчка Чуйского землетрясения и осей растяжения в области двух крупнейших афтершоков на противоположную, и поворот σ_1 на 40° на юго-востоке зоны.

Несколько хаотичная ориентация осей главных напряжений, рассчитанных на основе механизмов очагов слабых событий, свидетельствует в пользу локального уровня поля напряжений. Интересным фактом является выявление зон горизонтального сжатия и сжатия со сдвигом (в Чаган-Узунском блоке, в Курайском хребте на границах Южно-Чуйского с Северо-Чуйским хребтов и Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом) на фоне горизонтального сдвига (в центральной части и окончаниях активизированной зоны). Обозначенные зоны сжатия и сжатия со сдвигом вдоль активизированной структуры пространственно согласуются с поэлементным строением афтершоковой области. Одна из них на границе Курайской впадины и Северо-Чуйского хребта пространственно располагается в районе II-го элемента структуры афтершоковой зоны, другая на границе Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов приурочена к переходной области между III-им и IV-ым элементами структуры.

Таким образом, полученные в результате реконструкции параметры полей напряжений для групп событий двух энергетических уровней позволяют говорить о выявлении двух иерархических рангов напряжений (по [Осокина, 1987]) в Чуйско-Курайской зоне. При этом в обоих случаях речь идет о локальных (не региональных) полях напряжений. Для оценки регионального поля исследуемой зоны должны использоваться данные о главном толчке и крупнейших афтершоках.

Локальное поле напряжений неустойчиво по времени, и представляется необходимым на следующем этапе исследований проследить его изменение как на протяжении афтершокового процесса, так и в постафтершоковый период.

ЛИТЕРАТУРА

Еманов А.Ф., Колесников Ю.И., Селезнев В.С., Еманов А.А., Филина А.Г., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Болдырев М.А., Кабанник А.В, Корабельщиков Д.Г., Лескова Е.В., Янкайтис В.В., Ярыгина М.А. Алтайский сейсмологический полигон: начальный этап становления и первые результаты // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Материалы междунар. геофиз. конф., г. Новосибирск, 15 - 19 сент. 2003. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2003. С. 138–144.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмический мониторинг в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (Алтай) // Землетрясения России в 2005 году. Обнинск: ГС РАН. 2007. С. 53–60.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 1. С. 29–36.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Семин А.Ю., Рубцова А.В., Демидова А.А. Детальные сейсмологические исследования эпицентральной зоны Чуйского землетрясения 27.03.2003г., MS=7.3 (Алтай) и района будущего водохранилища Чибитской ГЭС // Землетрясения России в 2008 году. Обнинск: ГС РАН. 2010. С. 97–101.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003г., К=17, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9, № 1. С. 51–55.

Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 11. С. 1139–1149.

Опарин Н.В., Сашурин А.Д., Кулаков Г.И., Леонтьев А.В., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тапсиев А.П., Хачай О.А., Хачай О.Ю., Еманов А.Ф.,Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Немирович-Данченко М.М., Востриков В.И., Юшкин В.Ф., Яковицкая Г.Е., Акинин А.А., Кю Н.Г., Панжин А.А., Дядьков П.Г., Кучай О.А., Кесельман С.И., Борисов В.Д. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2008. 449 с.

Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений и деформаций в земной коре. Поля напряжений и деформаций в земной коре / Под ред. Григорьева А.С., Осокиной Д.Н. М.: Наука. 1987. С. 136–151.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК «Академкнига». 2007. 406 с.

ОЦЕНКИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

И.Н. Литовченко

Институт сейсмологии, Республика Казахстан, Алматы, litovira@rambler.ru

Для количественной характеристики термодинамических напряжений в очагах сильных землетрясений сейсмоактивного региона Северного Тянь-Шаня применялось единое уравнение всех типов волн [Тулиани, 1999]:

$$\lg E = 9.257 + 2.7M + 0.1M^2; \quad (1)$$

и уравнение температуры очага землетрясения:

$$T(K) = 196.8K(\lg E_{\max} - \lg E). \quad (2)$$

Они дают возможность для разработки математического обоснования более детальной количественной оценки термодинамических и физических параметров очага землетрясений [Курскеев и др., 2004; Литовченко, 2010, 2009, 2008, 2007, 2006]. Рассмотрим уравнение для оценки температурных напряжений [Тулиани, 1999, с. 121]:

$$\sigma_T = \frac{3kT}{2\varpi} = \frac{3*1.38*10^{-16}\,эрг/град*T(K)}{2*3*10^{-23}\,м^3}\,дин/см^2, \quad (3)$$

где k – постоянная Больцмана, ω – объем, приходящийся на один атом [Тулиани, 1999, с.121];
- деформации объема очага для землетрясений первой группы (I) рассчитываются по уравнению:

$$\varepsilon = \alpha_v T(K) \sim \frac{[T(K)]}{(7733K)^2}; \quad (4)$$

- деформации формы очага для землетрясений второй группы (II) определяются по уравнению:

$$\varepsilon_{II} \sim \varepsilon_I tg\varphi, \quad (5)$$

где угол φ характеризует свойства среды и называется углом внутреннего трения. В случае деформации объема (I группа) угол $\varphi=45^0$, в условиях деформации формы (II группа) $\varphi=29^0$, причем обе величины угла φ характеризуют свойства среды в момент разрушения очага. На рис. 1 представлено пространственное распределение температурных напряжений σ_T, рассчитанных по формуле (3) в очагах землетрясений с $K \geq 12.1$ для Северного Тянь-Шаня с 1807-2007 гг.

Предел длительной прочности среды очага P_P оценивается по уравнению (6) [Тулиани, 1999, с. 121]:

$$P_P = \frac{const * P_{\max}}{\varepsilon} = \frac{5.17*10^{-5}*5.33*10^{10}\,дин/см^2}{\varepsilon} = \frac{2.75*10^6}{\varepsilon}\,дин/см^2, \quad (6)$$

где константа, определяющая процесс деформирования [Тулиани, 1999, с. 121], равна:

$$const = \frac{(243K)^2}{(7733K)^2 * tg87^0} = 5.17*10^{-5}, \quad (7)$$

где $tg87^0$ – угол внутреннего трения в начальной стадии деформирования среды очага; 243К (-30^0C) – минимальная температура среды поверхностного слоя земной коры; P_{max} – максимальная величина длительной прочности среды очага, равная по величине температурным напряжениям при температуре Т=7733К [Тулиани,1999, с.122]:

$$P_{\max} = \sigma_T \frac{3.1*10^{-16}\,эрг/град*7733K}{2.3*10^{-23}\,см^3} = 5.33*10^{10}\,дин/см^2. \quad (8)$$

При рассмотрении зон распределения температурных напряжений на рис. 1, можно отметить достаточно крупные участки локализации пониженных температурных напряжений приблизительно в области точки 43^0N, 77^0E, а так же 43.25^0N, 78.60^0E.

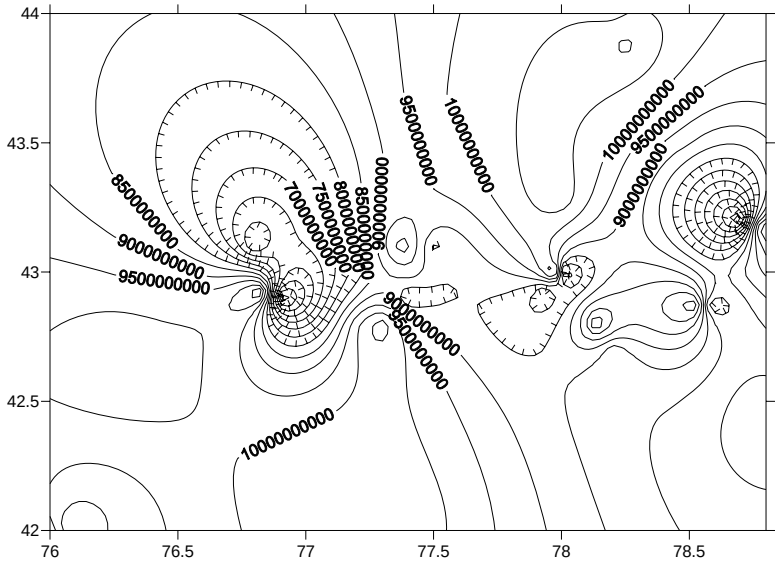


Рис. 1. Пространственное распределение температурных напряжений σ_T для землетрясений с K≥12.1 сейсмоактивного региона Северного Тянь-Шаня с 1807-2007 гг

Пространственное распределение параметра P_P предела длительной прочности среды очага для землетрясений с K≥12.1 сейсмоактивного региона Северного Тянь-Шаня с 1807-2007 гг показано на рис. 2. При анализе распределения данного параметра, можно отметить локальные участки пониженного предела прочности параметра P_P в районе точки 42.75^0N, 77.25^0E и вытянутый участок приблизительно в районе широты 42.75^0N, долготы $78.1\text{-}78.5^0$E.

Такие количественные оценки параметров получены в очаговых зонах землетрясений с K≥12.1 для территории Северного Тянь-Шаня.

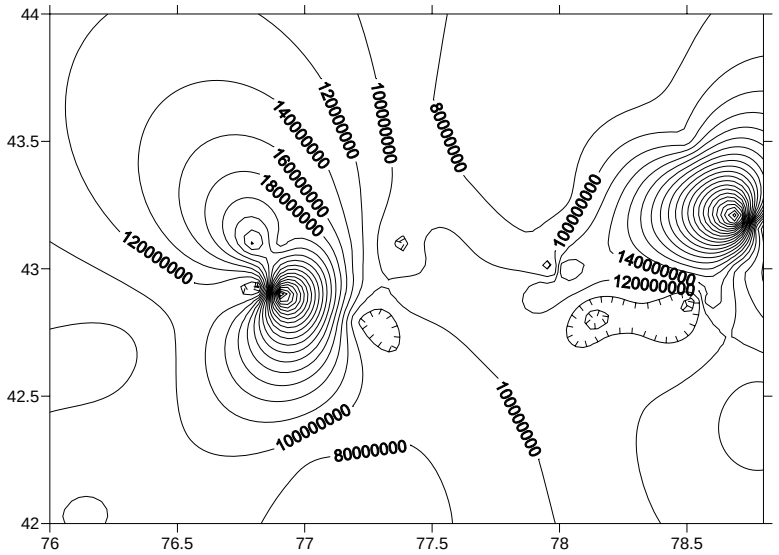


Рис. 2. Пространственное распределение параметра P_P предела длительной прочности среды очага для землетрясений с K≥12.1 сейсмоактивного региона Северного Тянь-Шаня с 1807-2007 гг

ЛИТЕРАТУРА

Курскеев А.К., Гламоленков А.И., Белослюдцев О.М., Литовченко И.Н. О фазовом характере развития деформационного процесса в земной коре // Современная геодинамика и сейсмический риск Центральной Азии. Доклады Пятого Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума (24-27 сентября 2002 г). 2004. С. 257–262.

Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир. 1999. 216 с.

Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. № 5. Алматы. 2009. С. 59–67.

Литовченко И.Н. Эволюция сейсмичности и фрактальность // Журнал проблем эволюции открытых систем. Алматы. 2008. Вып. 10, Т. 1. С. 74–80.

Литовченко И.Н. О физических характеристиках очаговых зон сильных землетрясений в земной коре Северного Тянь-Шаня // Журнал проблем эволюции открытых систем. Алматы. 2007. Вып. 8, Т. 2. С. 63–72.

Литовченко И.Н. Пространственно-временное распределение остаточных (избыточных) напряжений в земной коре орогенов // 6-ой Китайско-Казахстанский симпозиум по землетрясениям Тянь-Шаньского региона: Тезисы докл. (Collection of paper abstracts, Urumqi, China, Sept. 18-22, 2006). Urumqi, 2006. С. 55–56.

Литовченко И.Н. О методике расчета физических параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры (на примере Северного Тянь-Шаня) // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Доклады Седьмого Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума (2-4 июня, 2010 г). 2010. С. 403–406.

Литовченко И.Н. Фрактальность сейсмичности на примере Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Журнал ПРОБЛЕМ ЭВОЛЮЦИИ ОТКРЫТЫХ СИСТЕМ. Алматы: Alex Press Company. 2006. Вып. 8, Т. 1. С. 81–86.

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Д.А. Максимов

Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, diman51rus@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Кольский полуостров является тектонически активным районом. Происходящие в массиве пород полуострова тектонические процессы - это один из основных источников угрозы разрушения для различных инженерных сооружений. Особую актуальность данный вопрос приобретает в связи с планирующимся строительством в данном регионе объектов нефтегазовой инфраструктуры [Мельников, Калашник, 2009]. В наибольшей степени это связанно со строительством магистральных нефте- и газопроводов, для которых необходимо тщательное изучение и учет тектонических движений.

На рис. 1 представлена схема Кольского полуострова, на которую нанесены: рассматриваемые варианты трасс магистральных нефте- и газопроводов, сейсмогенные зоны (Мурманская, Хибинская и Кандалакшская), а также глубинные разломы.

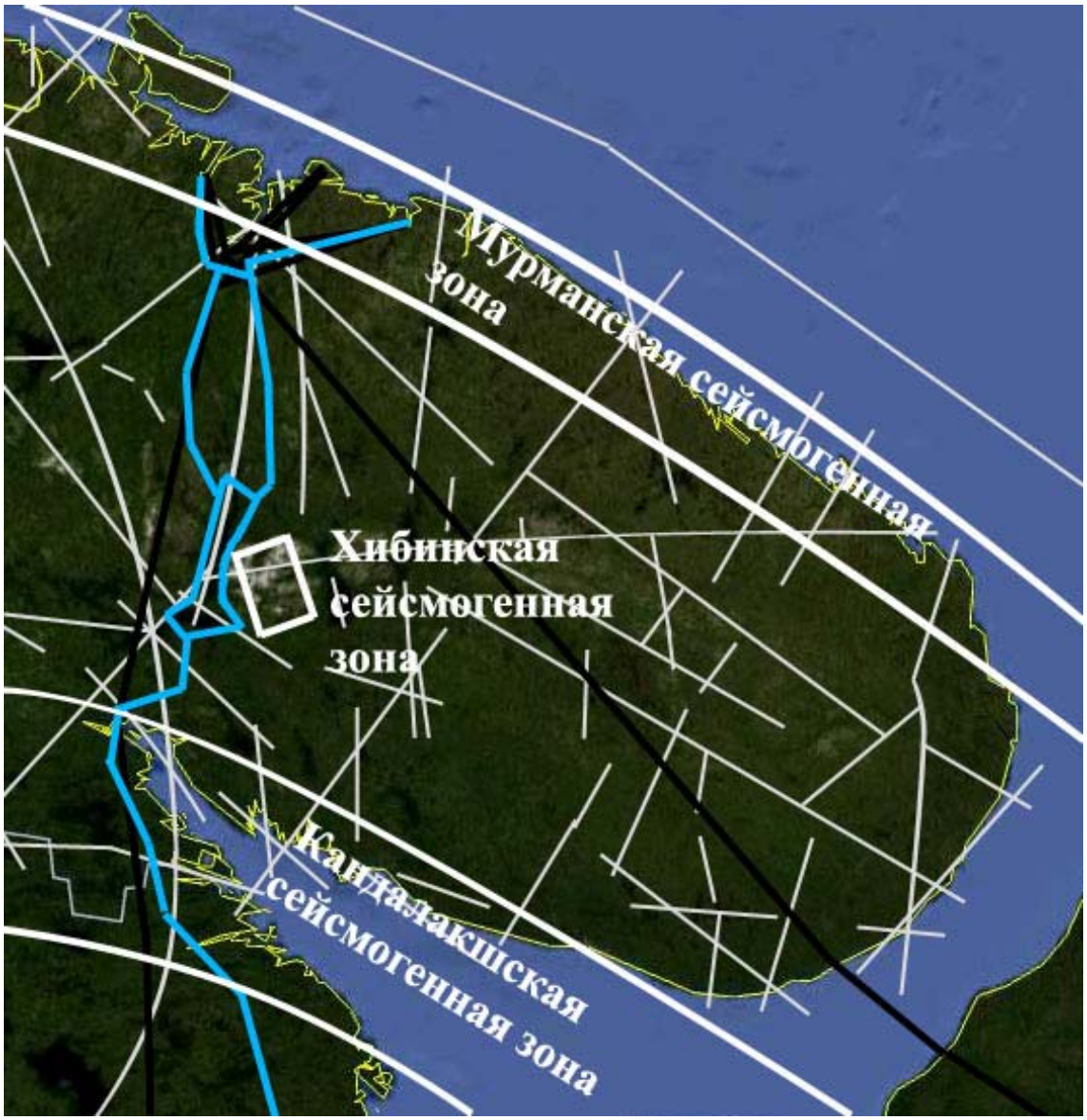


Рис. 1. Схема Кольского полуострова

ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКОЕ ПОДНЯТИЕ ПОРОД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Массив горных пород Кольского полуострова находится в постоянном вертикальном движении. Это движение называется гляциоизостатическим поднятием. Оно происходит не равномерно по площади Кольского полуострова: смежные блоки пород, разделяемые глубинными разломами, двигаются с разными по направлению и значению скоростями, что было подтверждено данными систематических нивелирований по территории полуострова, уровенных измерений на геодезических микрополигонах и результатам наклономерных наблюдений. Графики скорости гляциоизостатического поднятия массива горных пород представлены на рис. 1.

На график были нанесены глубинные разломы в соответствии с картой элементов тектоники Кольского полуострова по данным аэрофотоснимков и схемой главных и глубинных разломов Кольского полуострова [Токарев, 1972].

Анализ графика скорости современных движений земной коры по результатам нивелирований 1947 и 1969-1970 годов (график 2.a) показывает, что участок Мурманск-Ковда можно разделить на три крупных блока:

- 0 - 100 км, который характеризуется постоянной скоростью движения земной коры, равной 1 мм/год.
- 100-220 км, который характеризуется непостоянной скоростью движения земной коры, которая равномерно повышается на всем промежутке от 1 до 4 мм/год.
- 220-300 км, который характеризуется небольшим постепенным изменением значений скорости движения земной коры с 4.2 до 3.5 мм/год.

Анализ графика скорости современных движений земной коры по результатам нивелирований 1931 и 1947 годов (график рис. 2.b) участок Мурманск-Ковда можно разделить на три крупных блока:

- 0-70 км. Данный участок характеризуется незначительным изменением скорости движения земной коры, которая для данного участка может быть принята равной 2 мм/год.
- 100-190 км. Данный участок характеризуется небольшими колебаниями скорости гляциоизостатического поднятия от -0.5 до 0.5 мм/год.
- 220-300 км. Данный участок характеризуется равномерным увеличением скорости движения земной коры от 0.7 до 1.2 мм/год.

Кроме того, на графике рис. 2.b можно выделить две переходные области:

- 70-100 км. На которой происходит резкое равномерное уменьшение значений скорости движений земной коры от 2 мм/год до нуля.
- 190-220 км. На которой происходит резкий рост скорости движения земной коры от 0 до 1 мм/год.

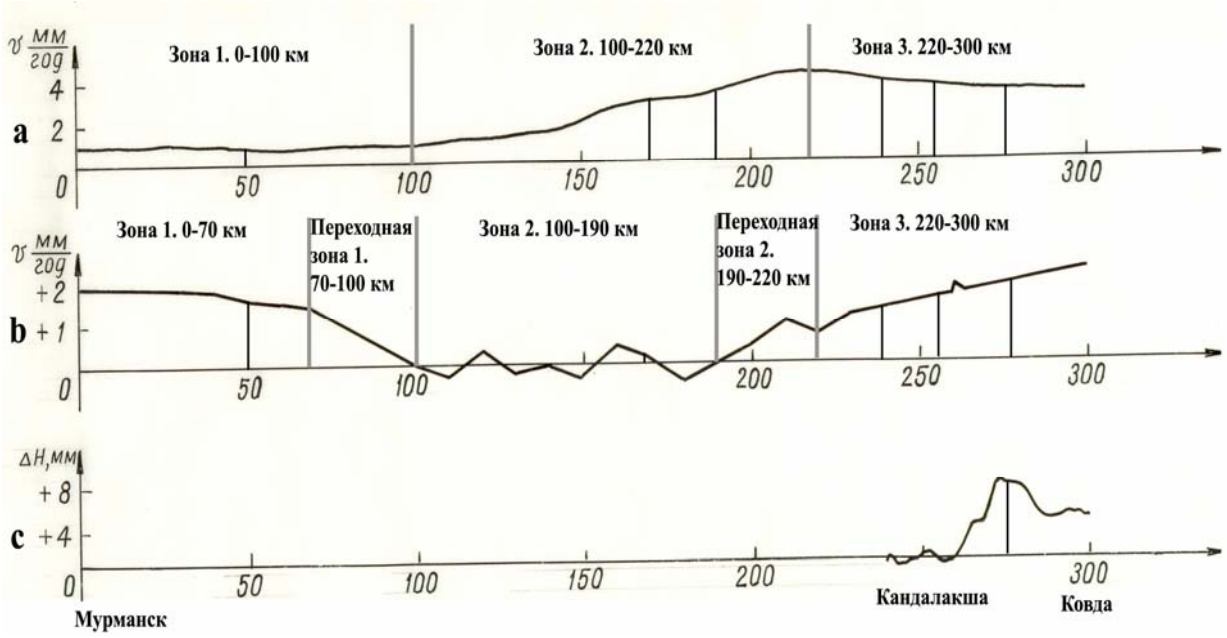


Рис. 2. Графики скоростей движения земной коры по данным нивелирований: **a** - 1947 и 1969-1970 гг [Никонов, 2006]; **b** - 1931 и 1947 гг [Никонов, 2006]; **c** - 1977 и 1981 гг [Токарев, 1972]

График скорости движения земной коры по данным нивелирований 1977 и 1981 по линии Кандалакша-Ковда (график рис. 2.с) показывает, что на участках, характеризующихся небольшими значениями скоростей гляциоизостатического поднятия, при проведении более частых измерений, характерно резкое изменение скорости, особенно вблизи глубинных разломов.

Говоря об исследованиях гляциоизостатического поднятия земной коры, следует отметить недостаточный уровень современных исследований в данном направлении, а порой, полное отсутствие подобных исследований. В настоящее время не проводится нивелирных исследований движений пород Кольского полуострова, а существовавшие ранее уровенные станции прекратили свою работу, в то время как для получения достоверных данных необходимо проведение регулярных измерений на протяжении 20-25 лет.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Кольский полуостров является сейсмически активным районом. Количество и силу землетрясений тектонической природы можно оценить по Сводному каталогу сейсмических событий, составленному Годзиковской АА., Асмингом В.Э. и Виноградовым Ю.А. [Годзиковская и др., 2010].

Большинство землетрясений Кольского полуострова принадлежат трем сейсмогенным зонам, выделенным Панасенко Г.Д. [1969], и распределяются по ним, как показано на рис. 3.

Мурманская сейсмогенная зона проходит вдоль Мурманского берега Кольского полуострова от Варангерфиорда, а, возможно, и западнее – от Порсангерфиорда, через полуострова Средний и Рыбачий, остров Кильдин и, вероятно, до устья реки Мезени [Панасенко, 1969]. Мурманская сейсмогенная зона выделена на основании геологических данных и данных о движении земной коры, а не по сейсмическим данным. В основном это связанно с тем, что количество тектонических землетрясений, принадлежащих этой сейсмогенной зоне невелико (24%), а также с большим количеством землетрясений неизвестной природы (38%). Мурманская сейсмогенная зона характеризуется большим количеством техногенных землетрясений (38%).

Хибинская сейсмогенная зона, приуроченная непосредственно к Хибинскому массиву [Панасенко, 1969]. Данная сейсмогенная зона характеризуется активными горными работами, что является причиной перераспределения напряжений в массиве пород, промышленными взрывами и ослабленностью пород вблизи горных выработок. Для Хибинской сейсмогенной зоны характерно огромное количество землетрясений техногенного характера (83%) и небольшим количеством тектонических землетрясений (17%). Однако здесь стоит отметить, что большая часть техногенных землетрясений, вызвана высокой концентрацией естественного поля напряжений, движений земной коры и т.д. Что является отличительной особенностью тектонических землетрясений. Данные землетрясения были отнесены в разряд техногенных потому, что они были спровоцированы ведением горных работ.

Кандалакшская сейсмогенная зона простирается от водораздела горной гряды Мансельскя через Ковдозерскую низину, Кандалакшский залив и, по-видимому, вплоть до устья реки Северной Двины [Панасенко, 1969]. Кандалакшская зона четко выделяется благодаря геологическим данным, данным о скоростях движений земной коры, а также данным о достаточно большом количестве

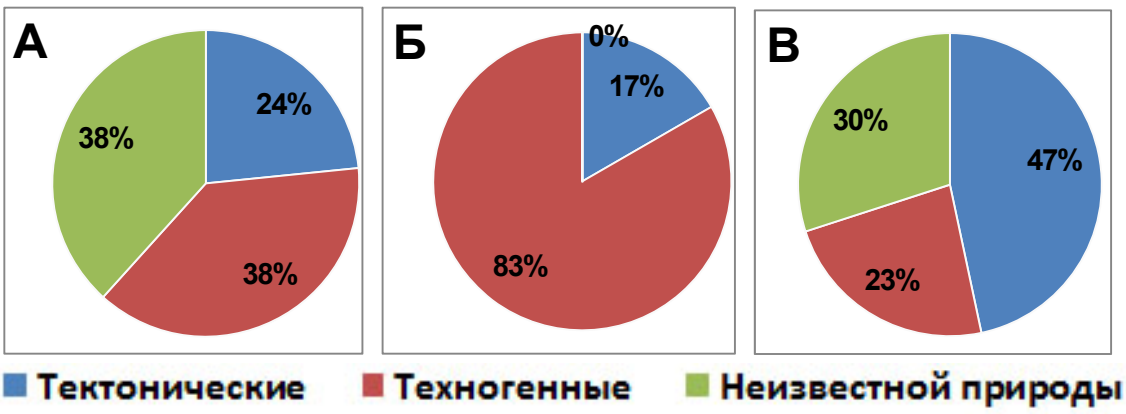


Рис. 3. Распределение землетрясений Кольского полуострова по сейсмогенным зонам: **А** – Мурманской, **Б** – Хибинской, **В** – Кандалакшской

тектонических землетрясений (47%). Остальные 53% землетрясений поделены между землетрясениями техногенными (23%) и землетрясениями неизвестной природы (30%).

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В таблице 1 представлено распределение землетрясений Кольского полуострова за 100 лет в зависимости от их магнитуд (с шагом 0.5).

Таблица 1.

Диапазон магнитуды	От	0	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5
	До	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5
Количество сейсмособытий		1	7	10	45	29	41	26	10	4	2	2

В таблице 2 представлены результаты расчета интенсивности движения земной поверхности над очагом землетрясения в зависимости от его магнитуды и глубины очага. Расчеты произведены по формуле Блэйка-Шебалина [Сейсмическое районирование…, 1980]:

I=1.5M-3.5lg(sqrt(r*r+h*h))+3.

Таблица 2.

Глубина	Магнитуда 0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5
0.5	4.8	5.6	6.3	7.1	7.8	8.6	9.3	10.1	10.8	11.6
1	3.8	4.5	5.3	6.0	6.8	7.5	8.3	9.0	9.8	10.5
1.5	3.1	3.9	4.6	5.4	6.1	6.9	7.6	8.4	9.1	9.9
2	2.7	3.4	4.2	4.9	5.7	6.4	7.2	7.9	8.7	9.4
2.5	2.4	3.1	3.9	4.6	5.4	6.1	6.9	7.6	8.4	9.1
3	2.1	2.8	3.6	4.3	5.1	5.8	6.6	7.3	8.1	8.8
3.5	1.8	2.6	3.3	4.1	4.8	5.6	6.3	7.1	7.8	8.6
4	1.6	2.4	3.1	3.9	4.6	5.4	6.1	6.9	7.6	8.4
4.5	1.5	2.2	3.0	3.7	4.5	5.2	6.0	6.7	7.5	8.2
5	1.3	2.1	2.8	3.6	4.3	5.1	5.8	6.6	7.3	8.1
5.5	1.2	1.9	2.7	3.4	4.2	4.9	5.7	6.4	7.2	7.9
6	1.0	1.8	2.5	3.3	4.0	4.8	5.5	6.3	7.0	7.8
6.5	0.9	1.7	2.4	3.2	3.9	4.7	5.4	6.2	6.9	7.7
7	0.8	1.5	2.3	3.0	3.8	4.5	5.3	6.0	6.8	7.5
7.5	0.7	1.4	2.2	2.9	3.7	4.4	5.2	5.9	6.7	7.4
8	0.6	1.3	2.1	2.8	3.6	4.3	5.1	5.8	6.6	7.3
8.5	0.5	1.2	2.0	2.7	3.5	4.2	5.0	5.7	6.5	7.2
9	0.4	1.2	1.9	2.7	3.4	4.2	4.9	5.7	6.4	7.2
9.5	0.3	1.1	1.8	2.6	3.3	4.1	4.8	5.6	6.3	7.1
10	0.3	1.0	1.8	2.5	3.3	4.0	4.8	5.5	6.3	7.0

В таблице 2 цветом выделены участки различной категории сложности, которые могут быть использованы для оценки надежности, при обосновании строительства опасных промышленных объектов в районах со сложными тектонофизическими условиями:

- Красным цветом – сложные участки (3 балла)
- Желтым цветом – участки средней сложности (2 балла)
- Зеленым цветом – простые участки (1 балл)
- Белый цвет – отсутствие сейсмической угрозы (0 баллов)

ВЫВОДЫ

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать вывод о том, что Кольский полуостров имеет сложные тектонофизические условия, которые характеризуются наличием глубинных разломов, неравномерным гляциоизостатическим поднятием массива горных пород, а также сейсмической активностью, что обуславливает необходимость проведения тщательных их

исследований. Особую важность проведение подобных исследований имеет для планируемых объектов нефтегазового комплекса.

Для выполнения этой задачи необходимо проведение комплексных исследований, которые будут включать в себя:

- морфоструктурный анализ массива горных пород Кольского полуострова;
- измерение естественного поля напряжений и напряжений возникающих вблизи крупных горнорудных предприятий;
- математическое и физическое моделирование процессов, происходящих в массиве пород Кольского полуострова;
- исследование современных движений массива пород Кольского полуострова средствами геодезии.

ЛИТЕРАТУРА

Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. Отв. ред. А.Н. Виноградов. М.: Ваш полиграфический партнер. 2010. 130 с.

Мельников Н.Н., Калашник А.И. Шельфовые нефтегазовые разработки: геомеханические аспекты. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2009. 140 с.

Никонов А.А. Современные движения земной коры. Изд. 2-е, доп. М.: КомКнига. 2006. 192 с.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука. 1969. 184 с.

Сейсмическое районирование территории СССР. Отв. ред. В.И. Бунэ, Г.П. Горшков. М.: Наука. 1980. 308 с.

Токарев В.А. Главные и глубинные разломы Кольского полуострова // Сб.ст. «Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне». М.: Наука. 1972. с. 164.

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА ПО СИНХРОННЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ ЛИТОСФЕРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА СТАНЦИЯХ БАКСАН (РОССИЯ) И ГРАН-ЗАССО (ИТАЛИЯ)

А.П. Миронов [1], В.К. Кравчук [1], В.К. Милюков [1], Л.А. Латынина [2]

[1] – Государственный астрономический институт им. П.К. Штейнберга МГУ, Москва almir@list.ru;
[2] – Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

Концепция существования крупномасштабных возмущений деформационного поля Земли изначально была сформулирована в работах, посвященных тектоники плит [Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks, et al., 1968]. Один из постулатов концепции предполагал существование деформационных волн глобального и регионального масштабов, которые могут генерироваться на границах литосферных плит, на контакте литосфера-астеносфера в результате их (плит) взаимных смещений. Такие деформационные волны могут инициировать последовательность сильных землетрясений вдоль разломной зоны.

С другой стороны, анализ связи глобальной сейсмичности и вариациями угловой скорости вращения Земли показал, что такая связь существует и дифференцируется по широте [Гарькавый, 1994]. Также была выявлена глобальная составляющая сейсмического процесса, обусловленная вариациями скорости вращения Земли [Фридман, 2003].

Наконец, также рассматривался вопрос связи литосферных деформаций с вариациями скорости вращения Земли. Была найдена значимая корреляционная связь между этими процессами на временном масштабе десятки лет. Тем не менее, вопрос существования глобальной компоненты деформации остался открытым, поскольку анализ строился на деформационных наблюдениях только одной станции.

Причиной, обуславливающей когерентные деформационные процессы в литосфере, должен быть глобальный механизм изменения ее напряженно-деформированного состояния. В принципе, существуют только два возможных механизма, ответственных за корреляцию между *вариациями длительности суток* (LOD) и глобальными литосферными деформациями. Во-первых, глобальные литосферные деформации могут быть индуцированы непосредственно вариациями LOD. Во-вторых, коррелированные вариации как LOD, так и литосферных деформаций могут быть вызваны одними и теми же динамическими процессами как внутри Земли, так и вне нее.

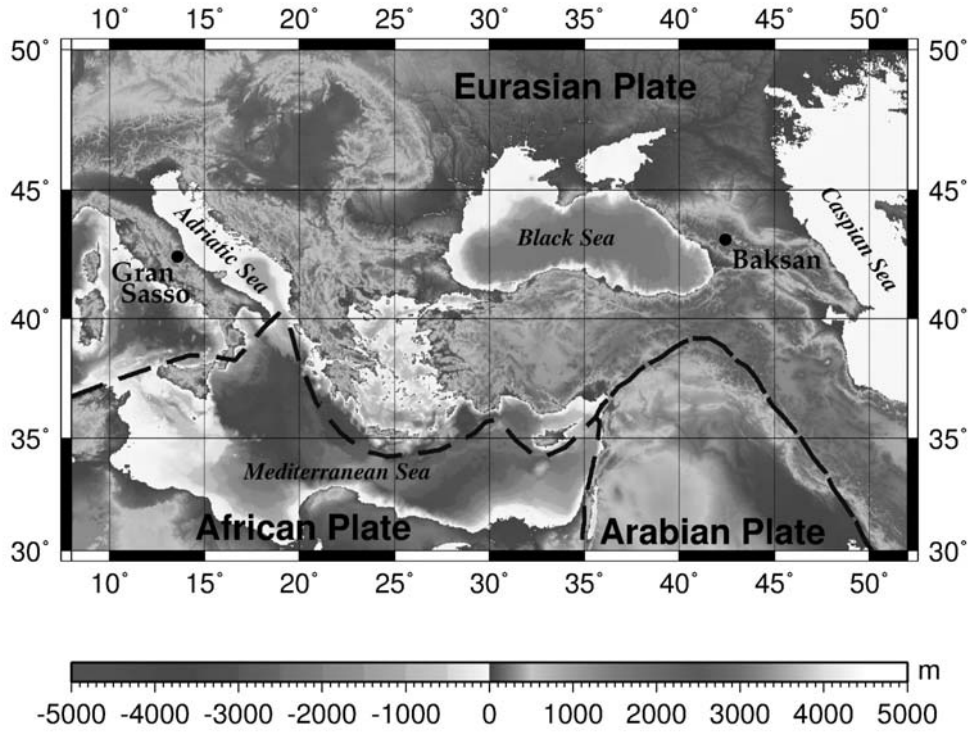


Рис. 1. Географическое положение стационарных деформографических станций Баксан (Северный Кавказ) и Гран-Ассо (Италия)

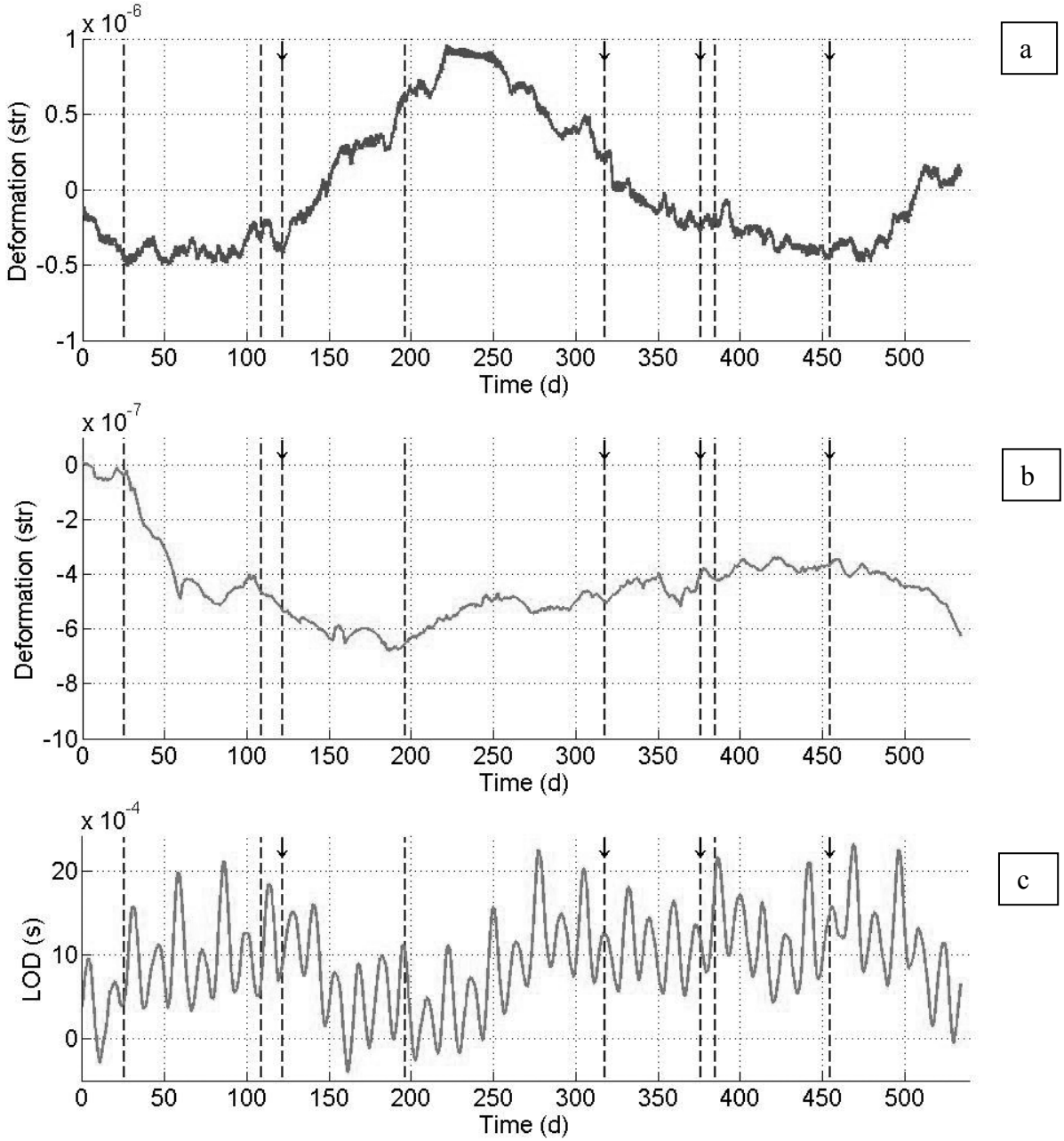


Рис. 2. Оригинальные записи за интервал времени с 01.01.2006 по 19.06.2007. Записи литосферных деформаций: (a) станция Баксан, (b) станция Гран-Ассо; (c) записи вариаций длительности суток. Вертикальные пунктирные линии соответствуют моментам сильнейших землетрясений с M>7.5 за указанный период времени, стрелками показаны землетрясения с M>8.0 (Таблица 1)

Глобальная компонента деформационного поля может быть выделена по системе пространственно разнесенных станций, находящихся на достаточно большом расстоянии друг от друга. В недавней работе авторов [Milyukov, 2011] по оригинальным данным, полученным на двух деформационных станциях Баксан (Северный Кавказ, Приэльбрусье) и Протвино (Среднерусская равнина, Подмосковье), была исследована связь локальных деформационных полей с вариациями скорости вращения Земли. На статистически значимом уровне доказано существование глобальной компоненты деформационного поля Земли с характерными временами проявления до 3–4 недель. Выявлена также взаимная связь между литосферными деформациями и вариациями скорости вращения Земли. Показано, что глобальным механизмом, обуславливающим как глобальную деформационную компоненту, так и взаимную связь деформационных полей и LOD в приливном низкочастотном диапазоне, является мощная и регулярная долгопериодическая приливная нагрузка (группы волн M_f и M_{tm}), оказывающая прямое воздействие на литосферу и LOD. Таким образом, это механизм второго типа – корреляция вызвана динамическими процессами вне Земли.

В развитие цитируемой статьи [Milyukov, 2011] в настоящее работе будут исследованы взаимные связи локальных деформационных полей, относящихся к крупной тектонической структуре, Евразийской плите (станция Баксан, Северный Кавказ, Россия, и станция Гран Зассо, Италия), и вариаций скорости вращения Земли. Особое внимание буде уделено неприливному диапазону частот.

ИСХОДНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Оригинальные данные литосферных деформаций получены на большебазовых высокочувствительных лазерных интерферометрах - деформографах, работающих на станциях Баксан, Северный Кавказ, Россия и Гран-Зассо, Италия. Географическое положение станций показано на рис. 1.

Баксанская станция расположена в районе Приэльбрусье (Баксанское ущелье). Интерферометр смонтирован в штольне Баксанской нейтринной обсерватории Института Ядерных Исследований РАН, на отметке 650 м вдоль штольни, на глубине 400 м под горным массивом горы Андырчи. Координаты интерферометра (первого постамента): широта 43°12' N, долгота 42°43' E, азимут 150°37' (от Севера). Оптическая схема Баксанского лазерного интерферометра представляет собой двухпроходный неравноплечный интерферометр Майкельсона. Длина измерительного плеча 75 м. Инструментальная разрешающая способностью к измерению деформаций 2.3×10^{-13}. Интерферометрический комплекс по конструкции и техническому исполнению комплекс является инструментом для проведения широкого круга высокоточных геофизических и геодинамических измерений [Милюков и др., 2005].

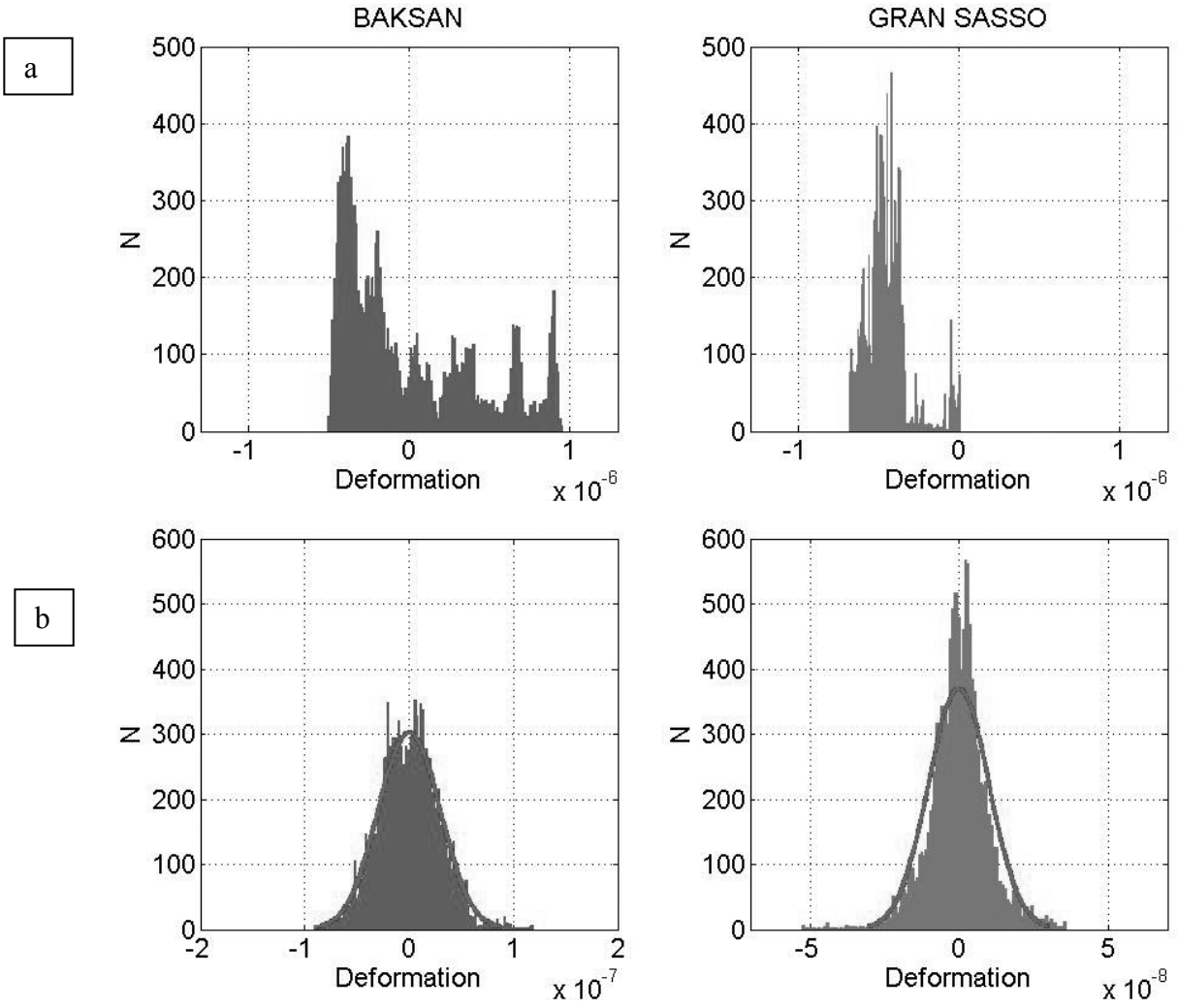


Рис. 3. Гистограммы записей литосферных деформаций до фильтрации (a) и после (b), полученные со станций Баксан и Гран Зассо

Подземная лаборатория Гран Зассо находится в Центральной Италии в 120 км от Рима на Северо-Восток в толще горного массива Гран Зассо. Так же как и Баксанская станция, итальянская геофизическая обсерватория расположена в 10-ти километровом тоннеле подземной нейтринной обсерватории, принадлежащей лаборатории Физики частиц и астрофизики Национального института ядерной физики (INFN, Laboratori Nazionali del Gran Sasso). Интерферометр смонтирован в 5 км от восточного входа в тоннель, на высоте 963 м над уровнем моря и под толщей горных пород около 1400 м. Координаты подземной лаборатории: широта 42°27.06' N, долгота – 13°33.79' E. Расположение первого плеча имеет азимут 156° (от Севера), второго 66°. Инструментальная разрешающая способностью к измерению деформаций аналогична баксанскому интерферометру и составляет 3×10^{-13} [Crescentini, et al., 1997].

Расположение и ориентация приборов, их технические характеристики во многом идентичны. Лазерные интерферометры-стрейнметры расположены в подземных обсерваториях, азимут Баксанского интерферометра практически совпадает с направлением интерферометра *BC* в обсерватории Гран Зассо. Имеется сходство в широтном расположении, что позволяет пренебречь широтной различием приливного воздействия. Технические характеристики приборов – длина измерительного плеча, разрешающая способность, частотный и динамический диапазоны практически одни и те же. Такая унификация инструментальной базы, служащей для измерения литосферных деформаций в двух пространственно разнесенных точках евразийской платформы, создают уникальные условия для решения поставленных задач.

Совместный анализ деформационных данных двух деформационных станций и вариаций скорости вращения Земли проводился на временном интервале с 01/01/2006 по 19/06/2007 (всего 534 дня). Время дискретизации данных – 1 час. Исходные оригинальные записи литосферных деформаций со станций Баксан (BKS) и Гран Зассо (GS) показаны на рис. 2, a, b. Для дальнейшего анализа в записях деформаций были скомпенсированы сезонные, суточные метеорологические зависимости и теоретические приливные деформации в суточном и полусуточном диапазонах. *Вариации длительности суток* (LOD) за указанный интервал времени (рис. 2, c) получены из каталога Международной службы вращения Земли (International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS) [web-site IERS].

Помимо этого, в набор данных добавлена таблица сильнейших землетрясений с магнитудой больше 7.4, попадающих в указанный интервал наблюдения. Выбранные землетрясения получены из каталога Национального центр информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC USGS) [web-site NEIC USGS].

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Для поиска взаимосвязи использовались методы корреляционного и спектрального оценивания временных рядов.

Записи большинства геофизических полей обладают характерным спадающим трендом на низких частотах (фликкер-шумом), что обуславливает нестационарность наблюденных данных [Лукк, 1996]. Такая особенность делает непригодными большинство геофизических данных для взаимного статистического анализа исследуемых процессов. В деформациях Баксана и Гран Зассо также присутствует фликкерная составляющая [Милюков и др., 2005]. Для получения квазистационарных рядов и дальнейшего проведения корректного анализа, исходные деформационные данные были подвергнуты узкополосной фильтрации в полосе 1.8-20 суток. Методика фильтрации описана в работе [Milyukov, 2011]. Выбранный способ обработки деформационных данных эффективно подавил низкочастотные составляющие фликкерного шума. После фильтрации распределение эмпирической плотности вероятности деформационных рядов стало близко к нормальному (Рис. 3). Для таких квазистационарных рядов возможна оценка взаимной корреляционной функции и ее значимости по критерию Стьюдента.

Выбор частотного диапазона 1.8–20 суток обусловлен присутствием в нем как регулярных приливных нагрузок на деформационное поле Земли и вариации LOD, так и нерегулярных возмущений, имеющие более короткие периоды. Регулярные нагрузки в основном обусловлены зональными долгопериодическими приливными волнами группы M_f, оказывающими влияние на скорость вращения Земли. Среди них доминируют зональные приливные волны M_f с периодом 13.66 суток и долгопериодическая приливная волна M_{tm} с периодом 9.13 суток. Выявление нерегулярных короткопериодических возмущений является одной из главных задач данной работы.

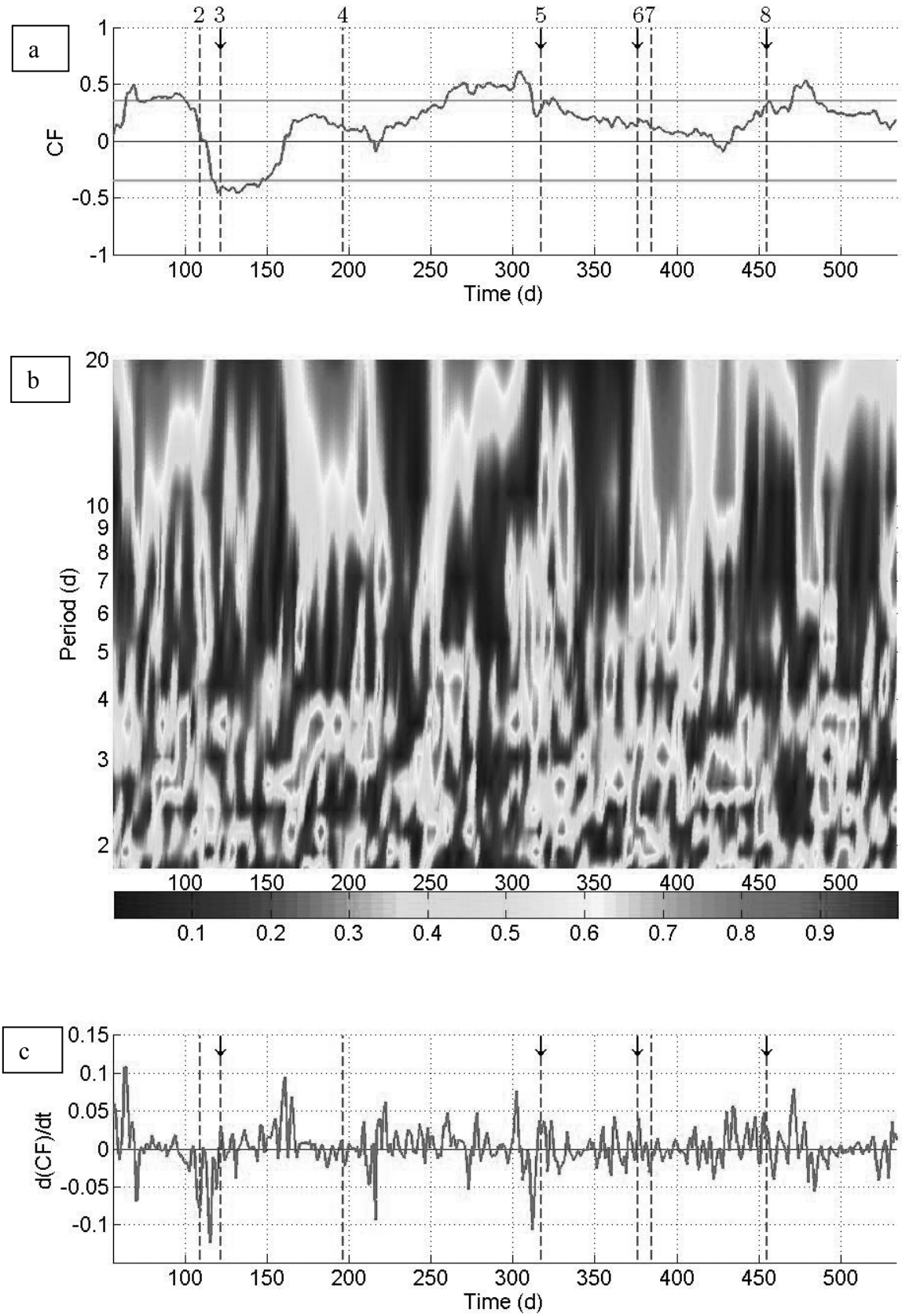


Рис. 4. (a) Взаимная корреляционная функция (ВКФ), (b) временная диаграмма когерентности (ВДК), (c) производная ВКФ для деформационных данных Баксан и Гран Зассо

Алгоритм оценивания корреляционных функций основан на поиске абсолютного максимума корреляций на всём исследуемом интервале наблюдения. Методика оценивания описана в работе [Milyukov, 2011]. Такой выбор критерия поиска корреляции автоматически обеспечивает наибольшую статистическая значимость полученного результата. Ширина скользящего временного окна 56 суток, с шагом 1 час. Временные сдвиги τ_{max}, при которых достигались абсолютные

максимумы корреляций приведены в табл. 2. Для оценки значимости функций взаимной корреляции использовался стандартный метод с привлечением табулированных квантилей распределения Стьюдента для двусторонней критической области на уровне значимости α=0.05 [Гмурман, 2003]. Вычисленный критический уровень значимости функций корреляции равен C_{cr}=0.35. Значения функций корреляции, превышающих по абсолютной величине этот критический уровень должны рассматриваться как значимые с достоверностью 95%. На рис. 4–6, (панели a) представлены полученные корреляционные функции и их 95%-ые уровни достоверности.

Помимо функций корреляций были рассчитаны *временные диаграммы когерентности* (ВДК) для исследуемых процессов. Функция взаимной корреляции позволяет получить интегральную оценку степени взаимосвязи временных рядов. *Квадрат модуля функции когерентности* $\gamma_{xy}^2(f)$ (КМФК) дает возможность оценить степень коррелированности (согласованности) временных рядов в разных частотных диапазонах. ВДК состоит из набора значений КМФК , полученных в последовательные моменты времени. Таким образом, ВДК дает частотно-временную развертку взаимосвязи исследуемых процессов.

Построение ВДК реализовано по следующему алгоритму. Значения КМФК-оценок вычислялись с использованием метода осреднения периодограмм Уэлча [Kay, 1988] в скользящем окне шириною 56 суток, с шагом 2 суток. Для получение максимального контраста для ВДК использовалась смещение данных друг относительно друга на постоянную величину τ_{max}, полученные при вычислении корреляционных функций для каждой пары данных. Результаты построения ВДК представлены на рис. 4–6 (панель c).

Для анализа особенностей поведения корреляционной функции в моменты сильнейших сейсмических событий была вычислена ее производная методом конечных разностей. Результаты представлен на рис. 4-6, b.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1) Корреляционные функции (ВКФ). Корреляционный анализ выявил, что между деформационными данными BKS, GS и LOD в рассматриваемом частотном диапазоне существует статистически значимая взаимосвязь (рис. 4–6, a). Временные вариации корреляционных функций имеют квазипериодический характер. Достигая 95%-ного уровня достоверности, корреляция держится выше критического уровня на временных интервалах до семи недель, достигая максимальных значений 0.60–0.84, и затем спадает.

За весь интервал наблюдения корреляционная функция выходила за 95%-ный уровень достоверности не более 6 раз, данная особенность характерна для всех пар. Общая продолжительность значимой корреляции, превышающей критический уровень C_{cr}=0.35, составляет от 26 до 34% от общего времени наблюдения.

Максимальная длительность значимой положительной корреляции и ее максимальное значение на этих интервалах для всех пар данных представлены в Табл. 3. Во всех случаях эта длительность составляет около семи недель и не превышает ширину скользящего окна в 56 суток, используемую при расчете корреляционных функций. Максимальные значения достигаются в моменты положительной корреляции.

2) Взаимные диаграммы когерентности (ВДК). Полученные в работе [Milyukov, 2011] интегральные оценки когерентностей деформационных данных и LOD выявили присутствие взаимной связи, но не определили интервалы времени, когда эта взаимосвязь появлялась и исчезала в том или иной полосе частот. Для вычисления степени влияния отдельных спектральных компонент на корреляцию между литосферными деформациями и вариациями длительности суток были вычислены *временные диаграммы когерентности* (ВДК) (рис. 4–6, b). Полученные ВДК представлены синхронно во времени с оценками корреляционных функций, что позволяет произвести их сравнительный анализ.

Одним из факторов, обуславливающих взаимную связь литосферных деформаций и LOD в приливном низкочастотном диапазоне, является мощная и регулярная долгопериодическая приливная нагрузка (группы волн M_f и M_{tm}), оказывающая прямое воздействие на литосферу и LOD [Milyukov, 2011]. Однако этот вывод был сделан, исходя из некоторых косвенных фактов. рис. 4–6, b непосредственно показывают, что наиболее интенсивно когерентность проявляется в приливном диапазоне, от 9 до 20 суток, и в этом диапазоне она имеет квазипериодических характер. По-видимому, эта особенность обусловлена присутствием в этом диапазоне приливных гармоник.

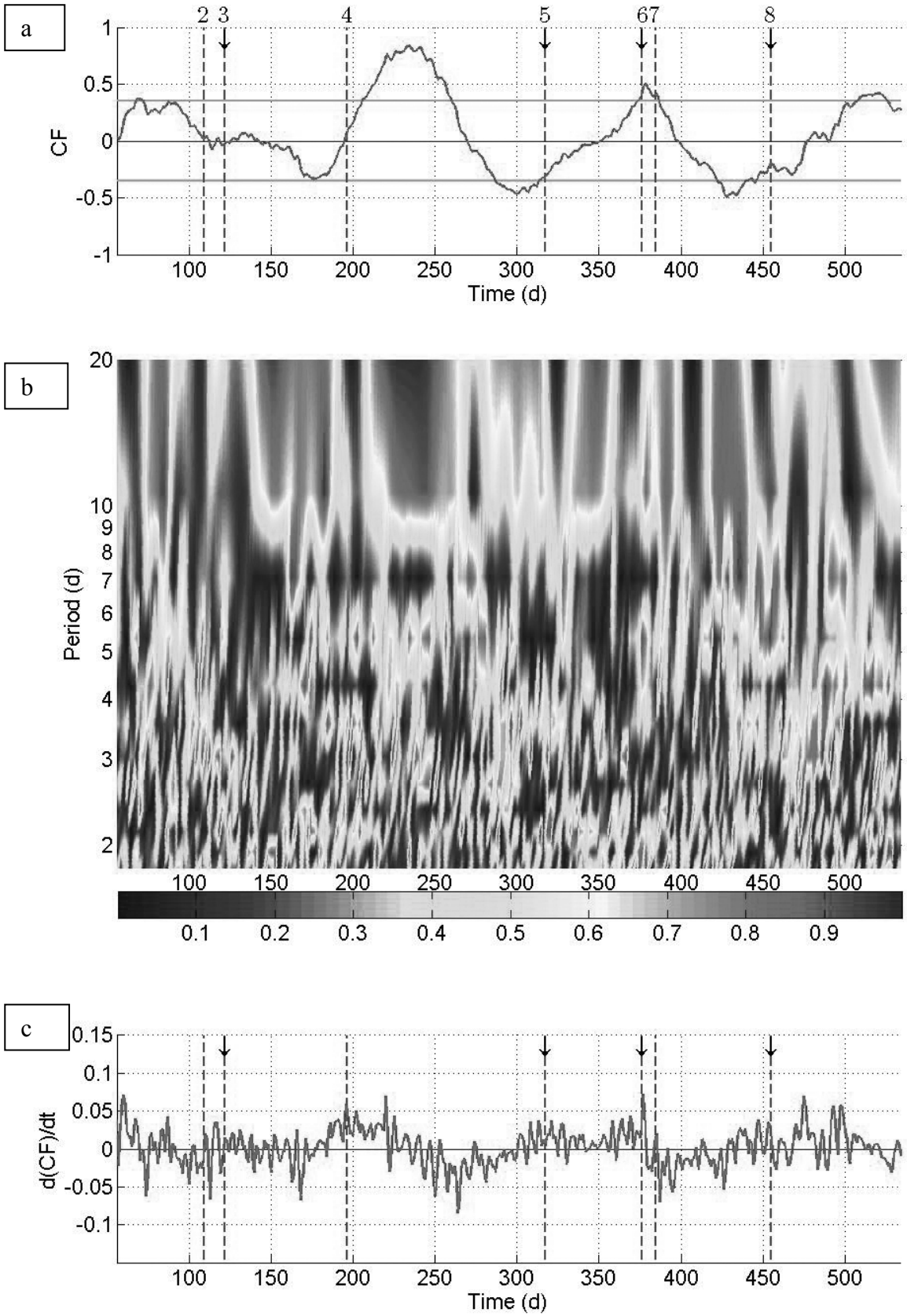


Рис. 5. (a) Взаимная корреляционная функция (ВКФ), (b) временная диаграмма когерентности (ВДК), (c) производная ВКФ для LOD и деформаций Баксан

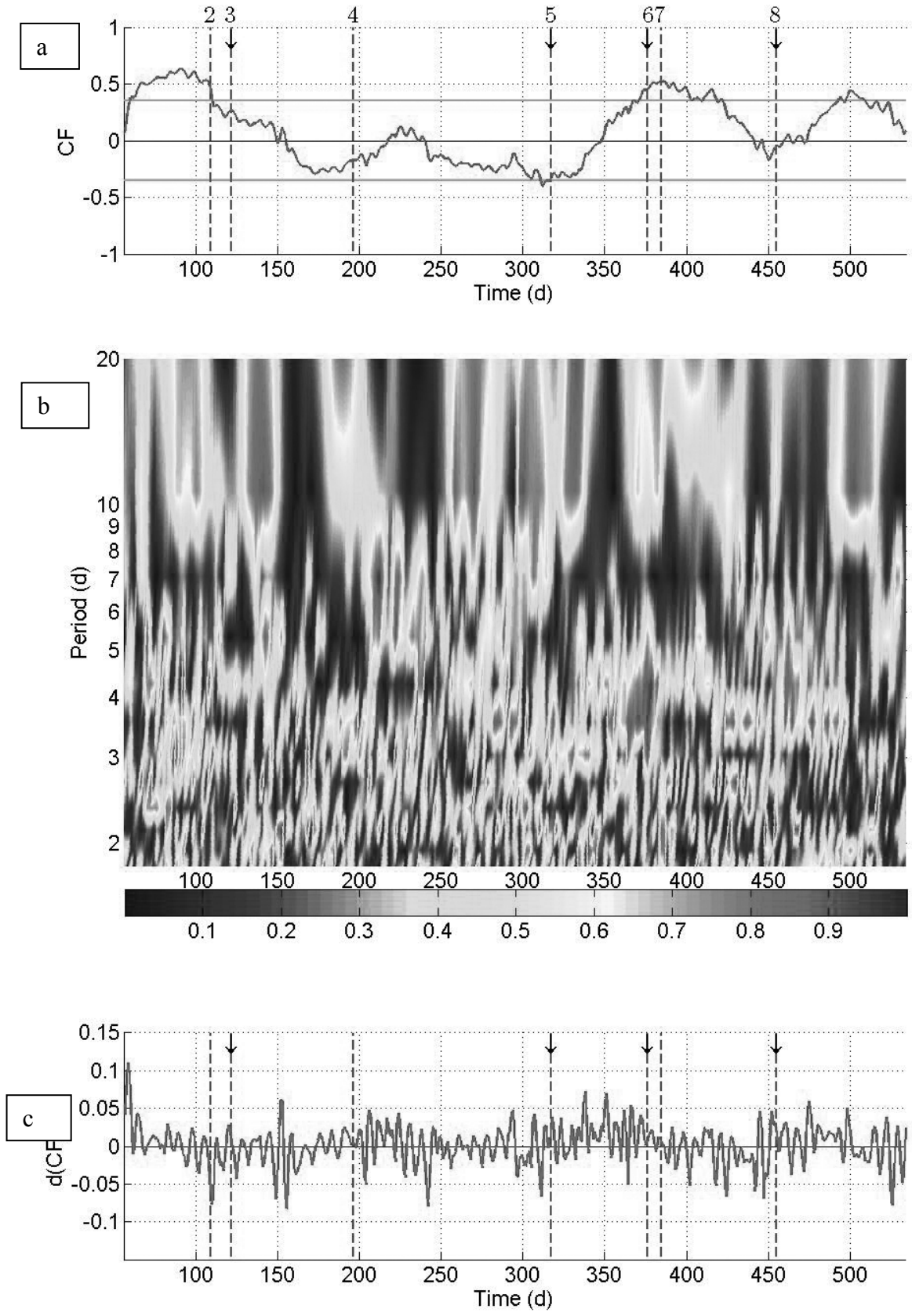


Рис. 6. (a) Взаимная корреляционная функция (ВКФ), (b) временная диаграмма когерентности (ВДК), (c) производная ВКФ для LOD и деформаций Гран Зассо

В приливном диапазоне для рядов деформаций высокая когерентность (рис. 4, b) наблюдается в те моменты времени, когда ВКФ (рис. 4, a) имеет положительные значения и, чаще всего, превышает 95%-ный доверительный уровень 0.35. И наоборот, отрицательным

значениям ВКФ соответствуют низкие значения ВДК. Участки со значимой отрицательной корреляцией связаны с глобальными возмущениями в неприливном диапазоне 2-6 суток.

Для пар «деформация-LOD» высокая когерентность в приливном диапазоне наблюдается как при значимой положительной, так и при значимой отрицательной корреляции (рис. 5–6, a, b).

3) Сейсмичность, ВДК, ВКФ. В большинстве случаев после сильных сейсмических событий динамика ВКФ и характер ВДК существенно менялись.

В приливном диапазоне сильным землетрясениям предшествует продолжительная область высокой когерентности. После землетрясений взаимосвязь процессов в этой полосе исчезает. Но появляются непродолжительные области когерентности на более коротких периодах.

Отмечаются характерные изменение ВКФ, совпадающие с моментами сильнейших землетрясений. Чтобы понять характер поведения ВКФ в моменты сильнейших землетрясений, была построена производная ВКФ (рис. 4–6, c). В моменты сильных землетрясений, или сразу после них характер поведения ВКФ, как правило, меняется, что четко прослеживается на графиках производной.

Отметим еще одну особенность для корреляций между деформациями и LOD (рис.5, 6, a). В 2006–2007 гг. в районе Большой Курильской гряды произошло два последовательных катастрофических землетрясения. Эпицентры этих землетрясений находятся рядом друг с другом, в радиусе 100 км. Первое 15 декабря 2006 года с магнитудой 8.3, второе 13 января 2007 года с магнитудой 8.1 (табл. 1). Между этими событиями ВКФ испытали существенные изменения, от максимального отрицательного значения (момент первого землетрясения) до максимального положительного значения (момент второго землетрясения).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследован характер взаимной связи локальных деформационных полей, относящихся к крупной тектонической структуре, Евразийской плите (станция Баксан, Северный Кавказ, Россия, и станция Гран Зассо, Италия), и вариаций скорости вращения Земли. На статистически значимом уровне доказано существование взаимосвязанных возмущений деформационных полей на крупных пространственных масштабах, т.е. доказано существование глобальной (по крайней мере, в масштабах Евразийской плиты) компоненты деформационного поля Земли. Проявления этой глобальной деформационной компоненты носит квазипериодический характер, с характерными временами жизни порядка 1-2 месяцев на рассматриваемом двухгодичном интервале наблюдения.

Выявлена значимая корреляционная связь локальных проявлений глобальной компоненты деформационного поля и неравномерностью вращения Земли. Эта взаимосвязь имеет частотно зависимый характер. Наиболее сильно она проявляется в приливном диапазоне частот (периоды 9–20 суток). Основной вклад в этом диапазоне обусловлен мощной регулярной долгопериодической приливной нагрузкой, создаваемой группой приливных волн M_f и M_{tm}, оказывающая прямое воздействие на литосферу и LOD. Несмотря на глобальный и постоянный характер этой нагрузки, взаимосвязь в этом диапазоне также непостоянна. В моменты сильнейших глобальных сейсмических событий или сразу после них, как правило, происходит резкое изменение значений корреляции. В этом случае можно говорить, что сильные землетрясения или совпадают с моментами рассогласования, или сами опосредованно обеспечивают дезорганизующий вклад.

Наоборот, значимая корреляционная связь в неприливном диапазоне (2-6 суток), вероятно связана с нерегулярными возмущениями континентального характера, которые создают когерентные помехи в исследуемых процессах. Глобальный механизм, вызывающий такие когерентные помехи, требует дальнейшего изучения. В качестве кандидатов могут быть рассмотрены влияние атмосферы, сильнейшие землетрясения и другие глобальные геодинамические процессы.

ЛИТЕРАТУРА

Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа. 2003. 328 с.

Горькавый Н.Н., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О глобальной составляющей сейсмического процесса и её связи с наблюдательными особенностями вращения Земли // ДАН СССР. 1994. Т. 338. С. 525–527.

Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерменированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 210 с.

Милюков В.К., Клячко Б.С., Мясников А.В., Стриганов П.С., Янин А.Ф. Власов А.Н. Лазерный интерферометр-деформограф для мониторинга движений земной коры // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 87–103.

Crescentini L. and Amoruso A., Fiocco G, Visconti G. Installation of a highsensitivity laser strainmeter in a tunnel in central Italy // Rev. Sci. Instrum., Vol. 68, 1997, No. 8, p. 3206–3210.

Фридман А.М., Клименко А.В. Две компоненты сейсмической активности Земли их связь с особенностями суточного вращения. Нелинейные волны, 2002 // Сб. тр., Под. ред. Гапонова-Грехова А.В и Некоркина В.И. Н.-Новгород: 2003. ИПФ РАН. С. 133–135.

Earth orientation data EOP 05 C04 in Section «Long term earth orientation data» on web-site IERS (http://www.iers.org/IERS/EN/DataProducts/EarthOrientationData/eop.html)

Global Earthquake Search on web-site NEIC USGS (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_global.php)

Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and new global tectonics // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, No. 18. P. 5855–5899.

Kay, S.M. Modern Spectral Estimation. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall. 1988. P. 453–455.

Le Pichon X. Sea-floor spreding and continental drift // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, No. 12. P. 3661–3697.

Milyukov V.K., Kravchyuk V.K., Mironov A.P., Latynina L.A. Deformation Processes in the Lithosphere related to the nonuniformity of the Earth's Rotation // IZVESTIYA, PHYSICS OF THE SOLID EARTH. 2011. Vol. 47, No. 3.

Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal bloks // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 79, No. 6. P. 1959–1982.

О МНОГОЯРУСНОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В УКРАИНСКОМ ЗАКАРПАТЬЕ И ЕГО СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ КОРЫ РЕГИОНА И СВОЙСТВАМИ ЕЕ ВЕЩЕСТВА

Л.Е. Назаревич[1], А.В. Назаревич [2], Г.Р. Стародуб [1], Р.А. Назаревич [3]

[1] – Отдел сейсмичности Карпатского региона института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, nazarevych.l@gmail.com

[2] – Карпатское отделение института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

[3] – Национальный университет "Львовская политехника", Украина, г. Львов

ВВЕДЕНИЕ

Украинское Закарпатье является одним из наиболее сейсмоактивных регионов Украины. Его сейсмичность изучена за тысячелетний период по историческим данным, а с 1961 г – по данным инструментальных наблюдений [Карпатский…, 1978; Мельничук, 1982; Пронишин, Пустовитенко, 1982; Назаревич А., 2008; Назаревич А., Назаревич Л., 2006, 2007а, 2007б, 2008; Nazarevych L., Nazarevych A., 2006; Назаревич, Стародуб, 2010]. Местные землетрясения характеризуются магнитудами M до 3-4.7, энергетическим классом K до 9-14, интенсивность сотрясений I достигает 7-8 баллов по шкале MSK-64, глубины гипоцентров в основном 3-16 км. Достаточно сложным является тектоническое строение литосферы региона [Чекунов и др., 1969; Хоменко, 1978; Литосфера…, 1987-1993; Исследования…, 2005; Тектоническая…, 1986] и его геодинамика [Исследования…, 2005; Nazarevych A., Nazarevych L., 2006]. Сейчас в регионе работают 14 сейсмических и комплексных режимных геофизических станций, которые дают возможность более детально изучить особенности сейсмотектонического процесса на данной территории. Некоторые новые результаты этих исследований представлены ниже.

ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА

Основными геоструктурными единицами Украинского Закарпатья являются: Закарпатский внутренний прогиб, отделяемый от Карпат глубинным Закарпатским разломом, который является здесь основной сейсмогенной структурой; зона Пенинских утесов, которая тянется узкой полосой вдоль Закарпатского разлома, юго-западная часть складчатых Карпат [Бойко и др., 2003]. Закарпатский глубинный разлом сформировался в савскую фазу карпатского орогенеза и проходит примерно по линии населенных пунктов Перечин – Свалява – Драгово – Кобылецкая Поляна (рис. 1). В пределах Закарпатского внутреннего прогиба, который простирается к югу от Закарпатского разлома, выделяют три тектонические зоны продольного карпатского простирания. Это Краевая зона, охватывающая северную часть прогиба, которая имеет характерное моноклинальное залегание, Центральная зона – осевая зона прогиба и одновременно зона развития соляно-диапировых и брахиантиклинальних складок, а также зона Припанонского глубинного разлома [Бойко и др., 2003; Хоменко, 1978]. Прогиб имеет также поперечное зонирование, здесь резко отличаются по структуре коры западно-центральная и восточная части – Чоп-Мукачевская и Солотвинская впадины [Хоменко, 1978; Тектоническая…, 1986].

Проведенные в регионе геологические и геофизические [Бойко и др., 2003; Хоменко, 1978; Тектоническая…, 1986; Онческу, 1960; Чекунов и др., 1969; Чекунов, Болюбах, 1979; Литосфера…, 1987-1993] (в том числе методом ГСЗ) исследования показали наличие в коре значительного количества розломних зон карпатского, антикарпатского и меридионального простирания, часть из которых являются глубинными (прослеживаются вплоть до мантии). Что касается общего глубинного строения коры региона, то по данным региональных сейсмических исследований поверхность Мохо под Карпатами находится примерно на глубине 40-45 км (с характерными особенностями поведения как вкрест, так и вдоль Карпат), опускаясь до глубины 55-60 км под северной частью зоны, примыкающей к Предкарпатскому прогибу. К Закарпатскому прогибу она поднимается до 35 км. Разновозрастная поверхность кристаллического фундамента в Карпатах зафиксирована на глубинах от 7-8 до 10-15 км, а по некоторым данным, и до 20 км. В Закарпатском прогибе фундамент залегает на глубинах 0.5-4 км (в среднем около 2-2.5 км).

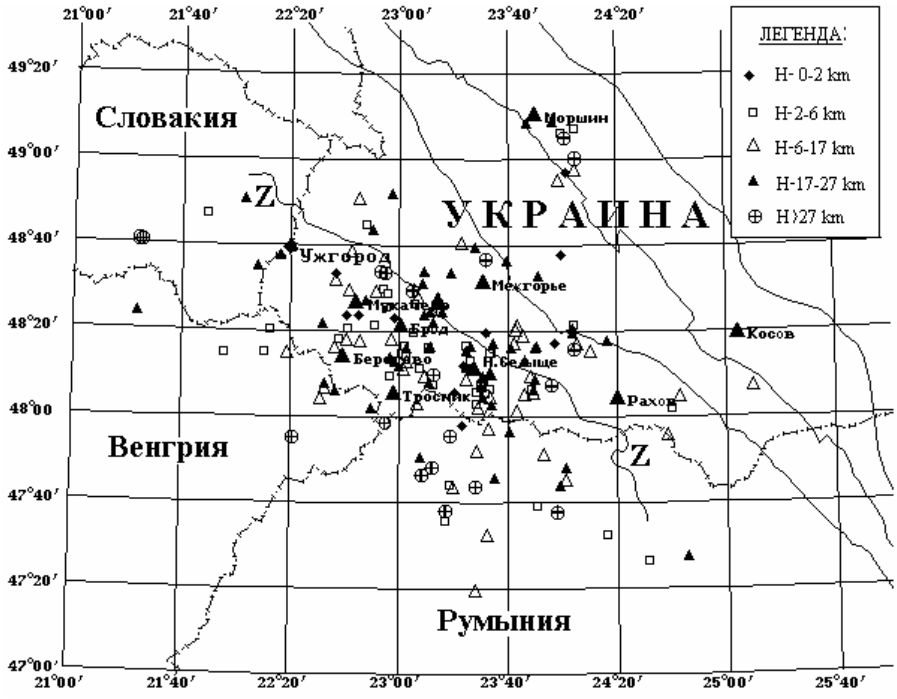


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Карпатского региона Украины с дифференциацией по глубине очагов (здесь: ZZ – Закарпатский глубинный разлом)

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА

Данный регион испытывал интенсивные геодинамические преобразования, определившие его современное строение и геодинамику, в преальпийскую, альпийскую и постальпийскую эпохи [Sandulescu, 1988; Бойко и др., 2003; Nazarevych A., Nazarevych L., 2006]. Кратко освещая этот вопрос, укажем, что, по современным представлениям, регион в основном сформировался в ходе террейнового тектонического процесса, происходившего в преальпийскую и в начале альпийской эпохи. Он сформировался примерно на месте северо-восточного окончания океана Тетис из террейнов и микроплит, сгрудившихся здесь под напором надвигавшихся с юга в результате глобального тектонического процесса Африканской и Аравийской плит. В современной структуре коры располагающихся к югу от Закарпатья Паннонии и Трансильвании исследователи выделяют микроплиты Алькапа и Тисия-Дакия. Именно этим и обьясняется различие в строении (и, как будет кратко показано ниже, в режиме сейсмичности) Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин, являющих собой северные окончания и обрамления этих двух микроплит. В процессе альпийского тектоногенеза находящиеся перед фронтом этих микроплит в морских впадинах – трогах осадочные толщи были надвинуты на край Восточноевропейской платформы, сформировав современную структуру Украинских Карпат. Исходя из этого, Закарпатский глубинный разлом представляет собой шовную зону, отделяющую структуры Закарпатского прогиба от карпатских надвиговых структур, что подтверждается глубинным строением его и прилегающих структур. Сам Закарпатский прогиб в основном сформировался в неогене (23-11 млн. лет тому назад) на северных окончаниях и обрамлениях микроплит Алькапа и Тисия-Дакия. Процесс прогибания начался на востоке (на месте юго-восточной части современной Солотвинской впадины – район Солотвино – Сигет) и постепенно (в течении примерно 5 млн. лет) распространился на запад на всю современную структуру прогиба – до района Ужгорода (на что указывают данные проведенного М.Петрашкевичем и Ю.Лозиняком анализа структуры осадочных толщ прогиба). Позже (примерно 13-11 млн. лет тому назад) прогибание в Солотвинской впадине прекратилось, а в Чоп-Мукачевской продолжается с перерывами и изменениями пространственного рисунка до сих пор (см. ниже). В период 11-7 млн. тому назад геодинамический режим Закарпатского прогиба претерпел существенные изменения, связанные с проявлениями здесь неогенового вулканизма и формированием Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА РЕГИОНА

Карпатский регион является областью достаточно интенсивных современных геодинамических процессов (в значительной мере унаследованных от описанных выше неогеновых) [Сомов, 1990; Смирнова и др., 2004; Исследования…, 2005; Nazarevych A., Nazarevych L., 2006], которые и

являются причиной местной сейсмичности. Поэтому детальное изучение геодинамики региона позволяет глубже понять особенности его сейсмичности.

Главные особенности современной геодинамики региона такие. По данным деформографических наблюдений [Варга и др., 2002; Латынина и др., 1992, 1993] в Карпато-Балканском регионе выявлено сжатие в направлении, перпендикулярном к дуге Карпатской горной системы. На такое сжатие указывает и эллиптическая в плане ориентация первых изосейст ощутимых карпатских землетрясений (изосейсты вытянуты в направлении, параллельном к Карпатской горной системе). Западные и Восточные (в том числе Украинские) Карпаты являются северным ответвлением Альпийского горного пояса Европы, и силы, которые определили современное строение Альп, Балкан и Карпат (в том числе и Украинского Закарпатья), являются общими для всей альпийской горной системы. Они действовали горизонтально и имели общее направление с юга на север, то есть с внутренней стороны Карпатской горной дуги. В частности, обстановка разнонаправленного сжатия зафиксирована по деформографическим данным в районах городов Берегово и Королево в Закарпатье [Варга и др., 2002; Латынина и др., 1992, 1993]. А по геодезическим данным [Демедюк др., 1998] в районе Свалявы наблюдается растяжение. По данным европейской сети перманентных GPS-станций наблюдается общее тангенциальное растяжение Динаро-Карпато-Паннонского мегарегиона в диагональном северо-восточно – юго-западном направлении [Смирнова и др., 2004]. Опускание Закарпатского прогиба в четвертичный период (за последние 2 млн. лет) составило в некоторых местах до 500 м, т.е. происходило со средней скоростью 0.025 мм/год. Об этом свидетельствуют данные скважинных исследований – мощность отложений минайской свиты в Чоп-Мукачевской впадине достигает от 150-200 до 500 м [Бойко и др., 2003]. Скорость современного роста горной системы Карпат составляет 1-2 мм/год [Сомов, 1990], а в верховьях р. Тисы – до 3-4 мм/год. В то же время зона Чоп – Мукачево – Свалява опускается с различной скоростью (от 0.2-0.4 до 1.5-3 мм/год [Сомов, 1990]) дифференцированными в пространстве глубинными блоками, разделенными разломами – Ужгородским, Мукачевским, Береговским, Закарпатским и др.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ЗАКАРПАТСКОМ ПРОГИБЕ

Важным фактором (наряду с геодинамикой), который определяет особенности местной сейсмичности, является структура коры региона и свойства ее вещества. Что касается собственно Закарпатского прогиба, то для него характерна иерархически-блочная структура земной коры с многочисленными разноранговыми разломами различного простирания. Эти разломы особенно хорошо прослежены по поверхности донеогенового фундамента, который, как указывалось выше, залегает на глубинах от 0.5 до 4 км (в среднем около 2-2.5 км). Местами возникновения землетрясений в первую очередь являются тектонически ослабленные разломные зоны между достаточно консолидированными блоками земной коры с различными направлениями или скоростями тектонических перемещений. Основные глубинные разломы делят земную кору прогиба на разновысокие блоки. К этим разломным зонам, как показывают данные предыдущих [Сейсмологический…, 1970-2002; Карпатский…, 1978; Мельничук, 1982; Пронишин, Пустовитенко, 1982; Исследования…, 2005] а также наших последних исследований [Назаревич А., 2008; Назаревич А., Назаревич Л., 2006, 2007а, 2007б, 2008; Nazarevych L., Nazarevych A., 2006; Назаревич, Стародуб, 2010], в основном и тяготеют эпицентры местных землетрясений. Основными сейсмогенными структурами здесь является Закарпатский и Припанонський глубинные разломы карпатского простирания, а также продолжающая последний полоса разломов вулканического Выгорлат-Гутинского хребта по границе Украины и Румынии от района города Королево до румынского города Сигет [Карпатский…, 1978; Мельничук, 1982; Пронишин, Пустовитенко, 1982; Исследования…, 2005]. Они выделяются на карте сейсмического районирования региона зонами повышенной бальности. Часть землетрясений несколько меньшей силы тяготеет к расположенной между этими основными сейсмогенными зонами Ужгород – Тячевской полосе разломов [Мельничук, 1982; Назаревич, Стародуб, 2010], трассирующей осевую зону погребенного Закарпатского неогенового прогиба [Лозыняк и др., 2009], а другие – к поперечным и меридиональным разломам, а также к разломам и разломным узлам низших рангов [Назаревич, Стародуб, 2010]. Геодезическими и геоморфологическими исследованиями в Закарпатье выявлен ряд зон интенсивных контрастных неотектонических (на протяжении неогена-антропогена) и современных движений [Демедюк др., 1998], которые совпадают с выявленными геолого-геофизическими методами разломными зонами и с областями повышенной сейсмической активности. Такая сложная геолого-тектоническая ситуация

обусловила и пространственно-временные особенности сейсмичности данной территории [Назаревич, Стародуб, 2010].

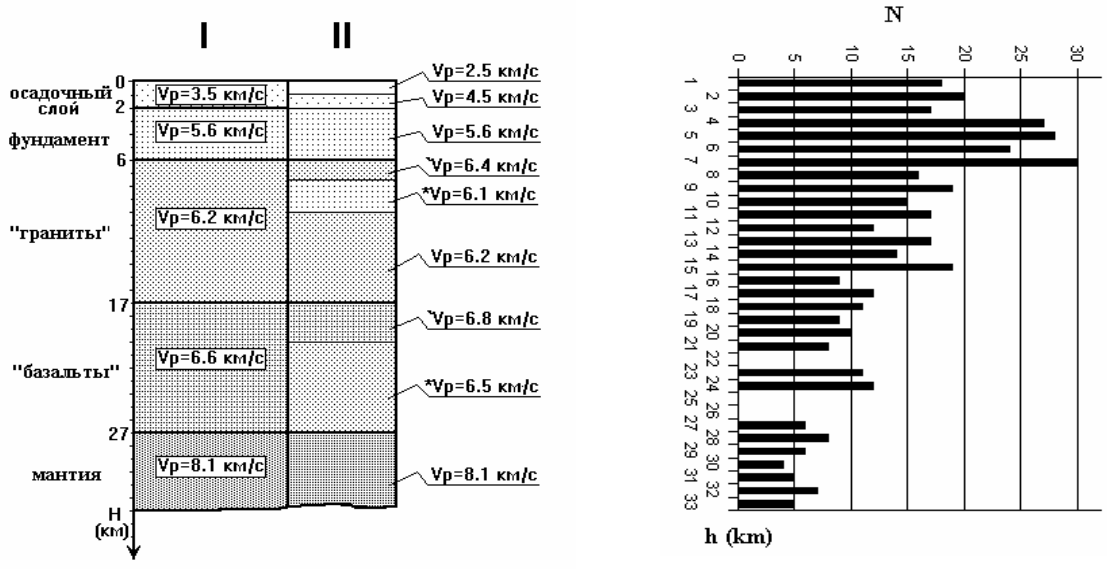
МЕТОДИКИ УТОЧНЕНИЯ КООРДИНАТ И ГЛУБИН ГИПОЦЕНТРОВ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для получения новых данных об особенностях связи сейсмичности Закарпатья со строением коры региона и свойствами ее вещества были применены как известные [Исследования…, 2005], так и разработанные нами в последние годы [Назаревич Л., Назаревич А., 2004; Назаревич Л., 2006] новые методики уточнения координат и глубин гипоцентров местных землетрясений. Методики следующие: использование Карпатского сейсмологического годографа, построенного по данным о взрывах и землетрясениях, которые проявлялись на территории Закарпатья макросейсмически [Исследования…, 2005]; использование расчетного годографа [Назаревич Л., 2006], просчитанного для скоростной модели коры Закарпатья (Чоп-Мукачевской впадины (рис. 2, а)) построенной нами по данным о инверсии скоростей объемных волн с глубиной по данным ГСЗ (профиль РП-17); использование рассчитанных нами станционных кинетических поправок объемных волн в конкретных сейсмоактивных зонах Карпатского региона Украины [Назаревич Л., 2006].

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ГЛУБИНЕ

Используя эти новые методики и средства обработки, с применением компьютерных геоинформационных технологий были заново определены параметры гипоцентров местных землетрясений (координаты, глубины, невязки) за период 1965-1990 годы (см. рис. 1). Совместный анализ этих данных с геолого-тектонической структурой региона дал возможность надежнее приурочить очаги землетрясений к конкретным геологическим структурам и впервые по инструментальным данным четко проследить вертикальную зональность локализации гипоцентров землетрясений в отдельных сейсмоактивных структурах (рис. 2, б; 3).

Кратко результаты такие. Касательно выявленных общих особенностей распределения сейсмической активности с глубиной (рис. 2, б), наблюдаем псевдосинусоидальную зависимость с тенденцией к затуханию в более глубоких слоях литосферы региона. Сопоставление с приведенной на рис. 2, а структурно-скоростной моделью из работы [Назаревич Л., 2006] показывает, что основное количество землетрясений всех энергий (см. рис. 2, б и 3) сосредоточено в фундаменте, "гранитном" и "базальтовом" слоях земной коры. Здесь отметим, что по данным ГСЗ [Литосфера.., 1987-1993; Строение…, 1978; Чекунов, Болюбах, 1979; Чекунов и др., 1969] в коре Чоп-Мукачевской впадины обнаружены подзоны с пониженными скоростями (Vp=6.1 км/с в "гранитном" на глубинах 7-10 км и Vp=6.5 км/с в средне-нижней части "базальтового" слоя), которые по данным наших предыдущих



а) б)

Рис. 2. Скоростная модель земной коры Чоп-Мукачевской впадины Закарпатского прогиба (а) по данным по профилю РП-17 [Чекунов и др., 1969] и общая диаграмма распределения очагов местных землетрясений по глубине (б)

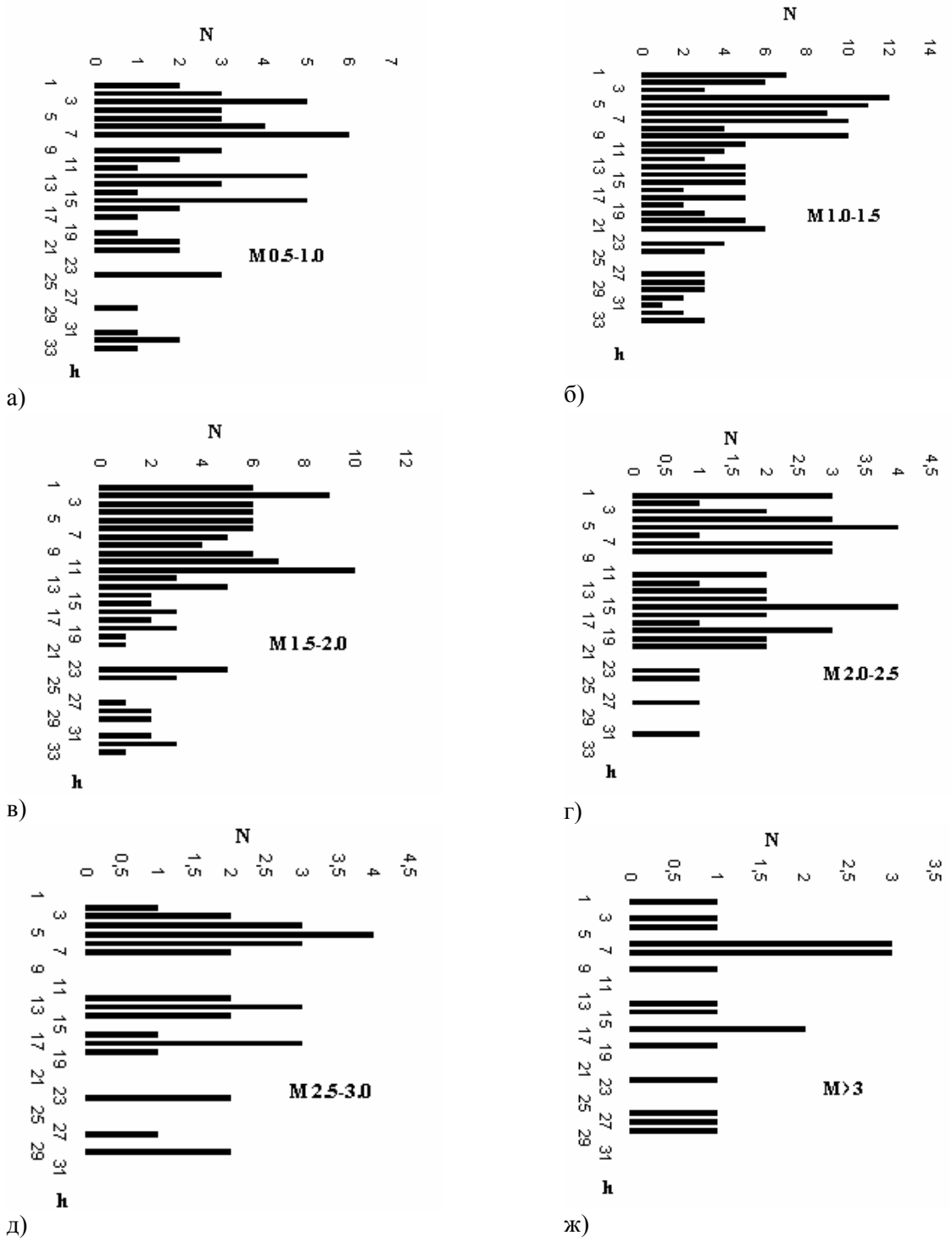


Рис. 3. Диаграммы распределения глубин очагов для землетрясений разной магнитуды Карпатского региона Украины

исследований [Назаревич и др., 2002] являются "ослабленными" подзонами. Проведенный нами в [Назаревич и др., 2002; Назаревич А., Назаревич Л., 2002] анализ физической природы этих подзон показал, что подзона в “базальтах“ по своей природе является сильно прогретой высокопластичной ослабленой подзоной, в то время как подзона в “гранитах” – сильно трещиноватая, флюидонасыщенная ослабленная механическим разрушением (землетрясения, крип) вследствие концентрации здесь субгоризонтальных сдвигающих напряжений, которые возникают из-за действия тектонических усилий на подошву литосферы, в частности из-за растекания астенолита из-под Паннонской депрессии. В "гранитах" и "базальтах" четко просматривается дифференциация распределения по указанным подзонам (подслоям) – в подзоне пониженных скоростей в "гранитах" землетрясений значительно меньше, в подзоне в "базальтах" их очень мало, а на некоторых глубинах практически нет совсем. При том землетрясения подзоны в "гранитах" часто имеют специфические

сценарии и механизмы – горизонтальное проскальзывание залегающих ниже слоев пород в направлении Карпат относительно вышележащих слоев. На больших глубинах (в районе границы Мохо) зафиксировано гораздо меньше землетрясений. Некоторое количество землетрясений локализуется на малых (1-3 км) глубинах в осадочных толщах, что говорит о наведенной глубинным процессом сейсмической активности близповерхностных складок-чешуек, которые здесь обнаружены по геологическим и геоморфологическим данным. Землетрясения этой группы имеют в основном магнитуду М от 0.5 до 1.5, количество более сильных землетрясений очень мало (рис. 3). Некоторая часть близповерхностных землетрясений сосредоточена вблизи карьеров, и они могут быть вызваны взрывами в карьерах при разработках полезных ископаемых (так называемые "наведенные" землетрясения [Колиниченко, Нестеренко, 2006]).

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Анализ пространственно-глубинной локализации гипоцентров землетрясений региона показал, что в приграничных районах Словакии происходят землетрясения с глубиной до 17 км, а в Румынии и Венгрии – землетрясения, которые имеют более глубокие очаги (до 30 км), что, очевидно, связано с особенностями строения и геодинамики литосферы этих территорий. На территории Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин не зафиксированы землетрясения с глубинами больше 24 км. Так, в районе Ужгорода землетрясения имеют глубины 6-17 км, зафиксированы также близповерхностные землетрясения в осадочном чехле. На приграничной территории со Словакией происходят землетрясения также с большей глубиной очагов (17-27 км). Для Береговского района характерны землетрясения с глубинами 2-6 км и 7-17 км, а также более глубокие в районе границы с Венгрией. Для Мукачевского дизьюнктивного узла характерны землетрясения с глубинами 0-6 км, дальше на северо-восток к внутренней части горного сооружения (район Межгорье) глубины землетрясений несколько больше (6-17 км и глубже), еще дальше на восток зафиксирована также близповерхностная сейсмическая активность карпатских надвигов. В зоне Закарпатского глубинного разлома (район Свалявы) происходят землетрясения с глубинами 17-22 км. В Виноградовской сейсмоактивной зоне происходят землетрясения с малыми глубинами, основное количество их очагов локализуется в фундаменте и осадочном чехле, что подтверждается также данными анализа макросейсмических полей. На пограничной территории Румынии (район городов Карей, Бая-Маре, Сату-Маре) зарегистрированы землетрясения с глубинами 0-2 км, 6-17 км и более глубокие (до 25 км). В районе Чопа зафиксированы землетрясения с глубинами 2-6 км, в районе Брода – с глубинами 0-2 и 5-8 км. В Солотвинский впадине вырисовывается интересная картина – в ее середине кольцом расположены землетрясения с глубинами 2-6-10 км, а снаружи кольца со стороны Румынии полукольцом в направлении на северо-восток к Карпатам – землетрясения с большими глубинами.17-22 км. Землетрясения из сейсмоактивного района села Угля также имеют разные глубины гипоцентров – 6-10 и 17-20 км, причем сейсмический процесс здесь, как и в ряде других зон, имеет энергетически-глубинную инверсию, особенно если происходят рои землетрясений. Территориям районов Рахова и Косова присущи землетрясения с глубинами 2-6 и 10-17 км. В общем можно сказать, что картина распределения гипоцентров землетрясений в Украинском Закарпатье и соседних регионах имеет сложный мозаичный характер, где нередко одна геологическая структура имеет несколько глубин и характерных энергий сейсмической активности.

ВЫВОДЫ

1. Сейсмичность и современный сейсмотектонический процесс в Украинском Закарпатье обусловлен его современной геодинамикой, которая во многом унаследована от неогеновой, а также отражает особенности формирования структуры и свойств литосферы региона в процессе преальпийского, альпийского и постальпийского тектогенеза.

2. Пространственно-глубинный анализ локализации гипоцентров землетрясений в регионе показал сложную мозаичную картину местной сейсмичности, которая закономерным образом коррелирует с иерархической блочной структурой геологической среды и отражает напряженное состояние и геодинамику литосферы этого региона.

3. Распределение очагов местных землетрясений по глубине хорошо коррелирует со скоростной моделью под Чоп-Мукачевской впадиной и объясняется взаимозависимостью и взаимообусловленностью физико-механических и скоростных свойств слоев земной коры, равно как

и их геомеханическим режимом.

4. Пространственное распределение глубин гипоцентров местных землетрясений в регионе имеет свои особенности, где порой одна геологическая структура имеет несколько глубин концентрации сейсмической активности и диапазонов запасаемой на этих глубинах сейсмической энергии.

ЛИТЕРАТУРА

Бойко Г.Ю, Лозиняк П.Ю, Заяц Х.Б, Аникеев С.Г, Петрашкевич М.И, Колодий В.В., Гайванович О.П. Глубинное геологическое строение Карпатского региона // Геология и геохимия горючих ископаемых. 2003. № 2. С. 24–34 (на укр. языке).

Варга П., Вербицкий Т.З., Латынина Л.А., Брымых Л., Ментеш Д., Сзадецки-Кардос Д., Еперне П.И., Гусева Т.В., Игнатишин В.В. Горизонтальные деформации земной коры в Карпатском регионе // Наука и технология в России. 2002. № 7 (58). С. 5–8.

Демедюк М., Заблоцкий Ф., Колгунов В., Островский А., Сидоров И., Третяк К. Результаты исследований горизонтальных деформаций земной коры на Карпатском геодинамическом полигоне // Геодинамика. 1998. № 1. С. 3–13 (на укр. языке).

Исследования современной геодинамики Украинских Карпат. Под ред. В.И.Старостенка. Киев: Наук. Думка. 2005. 254 с. (на укр. языке).

Карпатский геодинамический полигон. Под ред. Я.С.Подстригача и А.В.Чекунова. М.: Сов. радио. 1978. 127 с.

Каталог Карпатских землетрясений за 1955, 1956,.1957, 1958, 1959, 1960, 1961-1962, 1963-1965, 1966-1967, 1968-1969 гг. Ред. С.В.Евсеев, О.И.Юркевич. К.: Наук. думка. 1958-1975. № 1-15. 44 с., 42 с., 40 с., 54 с., 52 с., 58 с., 20 с., 96 с., 108 с., 57 с.

Колиниченко А.Ф., Нестеренко Ю.М. Природная и техногенная сейсмичность Оренбуржья // Вестник ОГУ. 2006. Т. 2, № 1. С. 98–103.

Латынина Л.А., Байсарович И.М., Брымых Л., Варга П., Юркевич О.И. Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. 1993. № 1. С. 3–6.

Латынина Л.А., Юркевич О.И., Бойсарович И.М. Результаты деформационных измерений в районе Берегово // Геофиз. журн. 1992. Т. 14, № 2. С. 63–67.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Под ред. А.В.Чекунова. Киев: Наук. думка. 1987-1993.

Лозыняк П.Ю., Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Неогеновая тектоника Закарпатского прогиба и ее связь с современной геодинамикой и сейсмичностью региона // Материалы IX Международной научной конференции “Мониторинг геологических процессов”. Киев, 14-17 октября 2009 г. Киев: КНУ им. Т. Шевченка. 2009. С. 49–51 (на укр. языке).

Мельничук М.И. О генетической связи сейсмических процессов с тектоникой Карпатского региона // Геофиз. журн. 1982. Т. 4, № 2. С. 34–41.

Назаревич А.В. Геофизические предвестники некоторых ощутимых закарпатских землетрясений как отображение процессов формирования очаговых зон // Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики. Киев. 2010. С. 274–285 (на укр. языке).

Назаревич А.В. Современная геомеханика литосферы Украинского Закарпатья и некоторые характерные сценарии и механизмы местных землетрясений и особенности проявления их геофизических предвестников // Всероссийская конференция “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН.” 13-17 октября 2008 г, ИФЗ РАН, г. Москва. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 2. С. 293–295.

Назаревич А.В., Латынина Л.А., Назаревич Л.Е. Геоакустические и деформационные предвестники землетрясений Украинского Закарпатья // Международная геологическая конференция “Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов”. Казань, 13-16 ноября 2007 г. Казань. 2007. Т. 1. С. 250–254.

Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Некоторые соотношения между параметрами сейсмических очагов и их использование в изучении сейсмичности Украинского Закарпатья // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции. Воронеж, 18-23 сентября 2006 года. Воронеж. 2006. Т. II. С. 9–12.

Назаревич Л.Е., Назаревич А.В. Методики уточнения параметров гипоцентров Карпатских землетрясений // Геодинамика. 2004. № 1 (4). С. 53–62 (на укр. языке).

Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и

современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона // Всероссийская конференция “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН”. 13-17 октября 2008 г., ИФЗ РАН, г. Москва. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 1. С. 277–279.

Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Глубинные ловушково-коллекторские тектонические структуры в литосфере Карпатского региона Украины: природа, происхождение и перспективные ресурсы // Науч. вестник ИФНТУНГ. 2002. № 3 (4). С. 10–21 (на укр. языке).

Назаревич А.В., Назаревич Л.Є., Ковалишин З.И. Природа подзоны пониженных скоростей в гранитах коры Закарпатья и ее перспективные ресурсы // Вестник ЛНУ им. И.Франко. Сер. геол. 2002. Вып. 15. С. 119–125 (на укр. языке).

Назаревич Л.Е. Характеристики сейсмичности и сейсмотектонического процесса в зонах Карпатского региона Украины. Автореф. дисс… кандидата геол. наук. Киев: ИГФ. 2006. 21 с. (на укр. языке).

Назаревич Л.Е., Стародуб Г.Р. Некоторые особенности сейсмического процесса в Карпатском регионе Украины (40 лет наблюдений) // Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики. Киев. 2010. С. 286–299 (на укр. языке).

Онческу Н. Геология Румынской народной республики. М: Изд-во иностр. лит. 1960. 520 с.

Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 74–81.

Сейсмологический бюллетень Западной зоны системы сейсмических наблюдений Украины и Молдовы за 1990 год. Ред. Б.Г.Пустовитенко К.: Наук. думка 1994. 194 с.

Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР. Крым – Карпаты, 1970-1974, 1975-1976 гг, 1977 г, 1978-1979 гг, 1980 г, 1981-1982 г.г., 1983, 1984, 1985 г. Ред. И.И.Попов, Б.Г. Пустовитенко – К.: Наук. думка. 1980, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988. 190 с., 160 с., 156 с., 191 с., 111 с., 214 с., 124 с.

Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР, 1986, 1987, 1988, 1989 г. Ред. Б.Г.Пустовитенко К.: Наук. думка. 1989, 1992, 1991, 1992. 136 с., 158 с., 156 с., 144 с.

Сейсмологический бюллетень Украины за 1992, 1993, 1994 год, 1995-1996 гг, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002 гг. Ред. Б.Г.Пустовитенко. Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины. Симферополь. 1995, 1996, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004. 130 с., 92 с., 84 с., 148 с., 130 с., 120 с., 113 с., 148 с.

Смирнова О., Третяк К., Якобчук Т. Исследование вертикальных движений земной поверхности Центральной Европы по результатам GPS-наблюдений перманентных станций // Геодинамика. 2004. № 1 (4). С. 12–16 (на укр. языке).

Сомов В.И. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 6. С. 39–47.

Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Солло-губ В.Б., Гутерх А., Просен Д. и др. К.: Наук. думка. 1978. 272 с.

Тектоническая карта Украинских Карпат. Под ред. В.В.Глушко и С.С.Круглова. К.: 1986.

Хоменко В.И. Глубинное строение Закарпатского прогиба. Киев: Наук. думка. 1978. 230 с. (на укр. языке).

Чекунов А.В., Болюбах К.А. Геологические аспекты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в западной части Украины // Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. К.: Наук. думка. 1979. С. 99–106.

Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. Сов. геология. 1969. № 10.

Nazarevych A., Nazarevych L. Modern and alpine geodynamics of Ukrainian Carpathians (multi-tier “crocodile” or “shaking hand” and “fir-tree” tectonics) // Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade. 2006. P. 399–401.

Nazarevych A., Nazarevych L., Nasonkin V., Boborykina O. Extensometric researches in Ukraine: methods, instruments, results // Геофиз. журн. 2010. 32, № 4. С. 121–123.

Nazarevych L., Nazarevych A. Seismicity and geomechanics of Ukrainian Carpathians region lithosphere // Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade. 2006. P. 402–403.

Sandulescu M. Genozois Tectonic History of the Carpathians // Amer. Assos. of Petr. Geol. Memoirs. 1988. Vol. 45. P. 17–25.

СБАЛАНСИРОВАННЫЙ РАЗРЕЗ СКИБОВОГО ПОКРОВА УКРАИНСКИХ КАРПАТ, ДОЛИНА РЕКИ СУКИЛЬ

М.В. Накапелюх [1], Ю.М. Вихоть [2], И.Н. Бубняк [1]

[1] – Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, nmsol@ukr.net
[2] – Институт геофизики им. С. И. Субботина, НАН Украины, Киев, Украина, yuvik@ukr.net

Построение сбалансированных разрезов является мощным инструментом при изучении складчато-надвиговых областей земной коры. Геологические разрезы сопровождают карты уже на протяжении более 200 лет. Первые сбалансированные разрезы были построены 100 лет тому назад [Chamberlin, 1910]. В работе мы представляем результаты изучения геологической структуры и этапов развития внешней части Украинских Карпат – Скибового покрова, выполненного в рамках Академической инициативы по программному обеспечению (Academic Software Initiative – ASI) с использованием пакета Move и его компонентов. Эта программа разработана директором фирмы Midland Valley, мирового лидера в разработке компьютерных программ для структурной геологии, в 2008 году в связи с 25-летним юбилеем основания фирмы. Главное задание инициативы – предоставить современные компьютерные программы для решения проблем структурной геологии учебным заведениям и, таким образом, повысить интерес молодых исследователей, как к полевым исследованиям, так и к новым методам обработки и представления результатов.

МЕТОДИКА И ДАННЫЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сбалансированный разрез – это геологический разрез, который построен с использованием геометрических правил и является внутренне непротиворечивым с геологической точки зрения. На начальных этапах исследований сбалансированные разрезы использовались для определения поверхности срыва под концентрическими складками [Chamberlin, 1910]. В последующие годы сбалансированные разрезы начали использовать для интерпретации сейсмических материалов и данных глубокого бурения. Сбалансированные геологические разрезы строятся для различных тектонических режимов – сжатия, сдвига и растяжения.

Главное отличие сбалансированного геологического разреза от традиционного геологического заключается в методике построения. Геометрически правильно построенный сбалансированный разрез, с сохранением мощностей и форм, соответствует геологической ситуации и может быть реставрирован до додеформированного состояния. То есть, в двухмерном варианте должна сохраняться длина линии после воспроизведения, а в трехмерном – объем.

Исследования проводились в двух масштабах – региональном и локальном. Региональный масштаб предусматривает использование при исследованиях геологических карт, геологических разрезов, сейсмопрофилей и скважин. В локальном масштабе изучают мезоструктуры на обнажениях (складки, зеркала скольжения, трещины и т.д.).

Для построения сбалансированного разреза Скибового покрова Украинских Карпат использован пакет программы Move. Работа в Move включает несколько этапов: подготовительный, построение сбалансированного разреза и его проверка, моделирование складчато-надвиговых структур. Эти этапы распадаются на несколько подэтапов. Первый этап включает сбор, оценку и подготовку всех имеющихся данных. Эти данные – в первую очередь геологические карты. Нами использованы геологические карты масштабов 1 : 50 000 (авторы: Денисевич А.Н., Диденко Н.А., Трушкевич Р.Т.), 1 : 100 000 (авторы: Кузовенко В.В., Шлапинский В. Е.), 1 : 200 000 (главный редактор В. А. Шакин). Понятно, что качество исходных данных напрямую зависит от результатов съемочных работ. Важным источником информации являются геологические разрезы, построенные традиционным способом. Дополнительным источником информации о положении стратиграфических границ и разломов являются данные глубинного бурения и сейсмические материалы. Следующий источник данных для построения сбалансированных разрезов – полевые измерения элементов залегания трещин, зеркал скольжения, положения осей складок. Они несут информацию о деформационных состояниях и об этапах развития структуры.

Первым подэтапом построения разреза является построение цифровой геологической карты. Цифровая геологическая карта может быть создана непосредственно в программе Move или в других специализированных программах, например в программном пакете ArcGIS 9.3. Цифровая геологическая карта исследуемого региона была создана на основе существующих бумажных

вариантов карт различных масштабов. Такая цифровая карта включает ряд шейпфайлов и атрибутивных таблиц. К таким шейпфайлам относятся файлы отражающие контуры геологических границ, разломов, рек, горизонтали, линии разрезов и т.д. Также в базу данных цифровой геологической карты добавлены результаты мезоструктурных исследований. Они включают замеры элементов ориентации трещин, зеркал скольжения, складок и кластических даек. Все указанные данные сопровождаются фотографиями, которые также находятся в базе данных.

Следующий подэтап – выбор ориентации линии разреза (разрезов). В программе Move есть возможность получения ориентации линии разреза на основе анализа элементов залегания. Данные добавляются на сетку Вульфа, на которой выбирается оптимальный вариант ориентации азимута простирания линии разреза.

Все данные в форме шейпфайлов, созданные в программе ArcGIS 9.3 экспортируются в программу Move. Линия разреза автоматически становится привязанной в выбранной системе координат в программе Move. Геологические границы и разломы таким же образом привязываются к системе координат программы Move. В программе Move существует также

возможность добавления различного рода растровой графики. Для ее привязки используется модуль 4D программы. Реконструкция разреза до состояния перед деформацией производится с использованием алгоритма fault-parallel-flow. Эта операция позволяет перемещать висячее крыло таким образом, что его участки перемещаются параллельно разлому. Процесс перемещения повторяется до тех пор, пока слои пород становятся параллельными.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Скибовый покров надвинут (вместе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба) на Восточноевропейскую платформу. Он состоит из серии структур высшего порядка – восьми скиб (с юго-запада на северо-восток): Славской, Рожанки, Зелемянки, Мальмастанской, Парашки, Сколевской, Оривской, Береговой. Фронтальные части скиб, как правило, представлены более древними породами, а тыльные – более молодыми. Стратиграфический интервал представлен отложениями от нижнего мела до нижнего миоцена. Это флишевые образования, которые имеют локальные названия свит.

Флишевый комплекс отлагался без стратиграфических перерывов. Первая фаза карпатской складчатости произошла в начале раннего миоцена, а последняя – после раннего сармата. Здесь

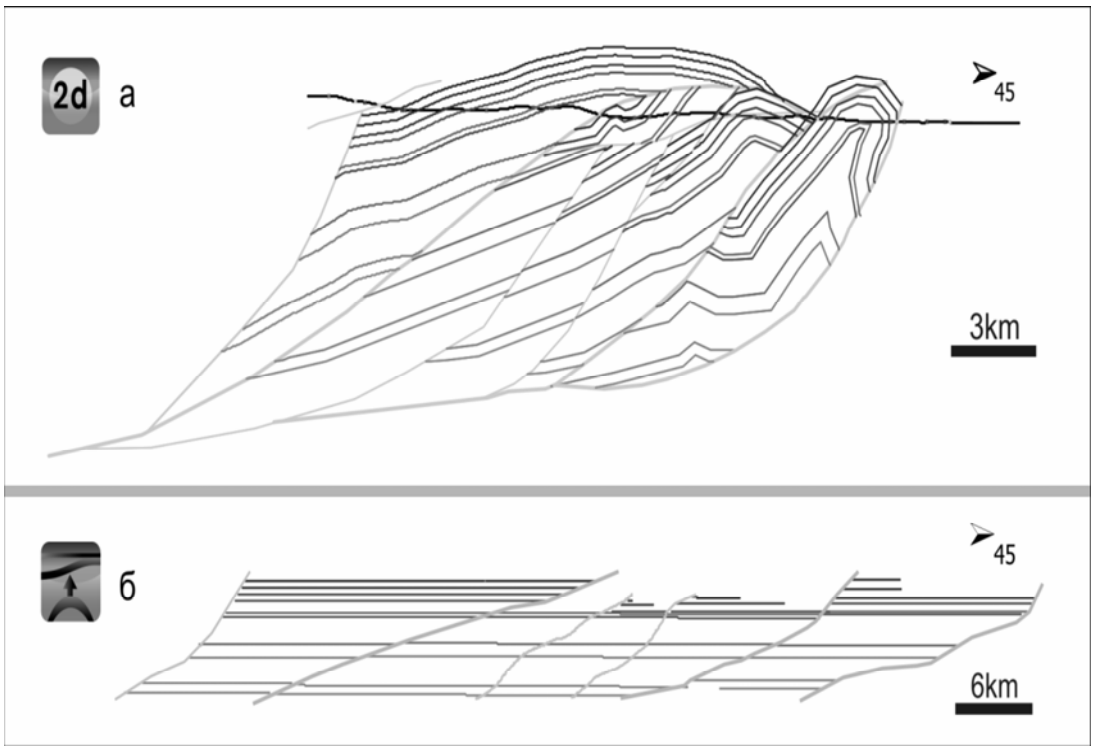


Рис. 1. Сбалансированный геологический (а) и реставрированный (б) разрезы Скибовой зоны Украинских Карпат вдоль реки Сукиль

выделяют также среднебаденскую фазу складчатости. На разных стратиграфических уровнях встречаются олистостромовые толщи, свидетельствующие о тектонической активности в период отложения флиша. Самые молодые флишевые отложения Скибового и Бориславско-Покутского покровов принадлежат к отнангию – верхней части бурдигала, поэтому можно допустить, что основная деформация не может быть старше 17 млн. лет и относится к раннештырийской фазе [Oszczypko et al, 2005], По современным представлениям, ороген Украинских Карпат – это древняя аккреционная призма, возникшая в результате сокращения бассейна. Перемещения происходили по породам мелового возраста и по менилитовым сланцам олигоцена. Складчатость мигрировала с юго-запада на северо-восток. Величина сокращения бассейна в миоцене, по данным палинспастических реконструкций, составила 130 км [Roure, 1993].

Образование аккреционной призмы – результат континентальной субдукции под блоки Алькапа, Тиссия и Дакия на миоценовом этапе развития региона [Паталаха и др., 2003; Бубняк, 2005; Гончар, 2007]. Начиная с позднего миоцена, на деформации Восточных Карпат основное влияние оказывала конвергенция Африканской и Евроазийской плит.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате исследований построен сбалансированный геологический разрез, пересекающий Скибовый покров вдоль реки Сукиль (рис. 1). Реконструированы три передовые скибы (надвиги) - Береговая, Оривская и Сколевская.

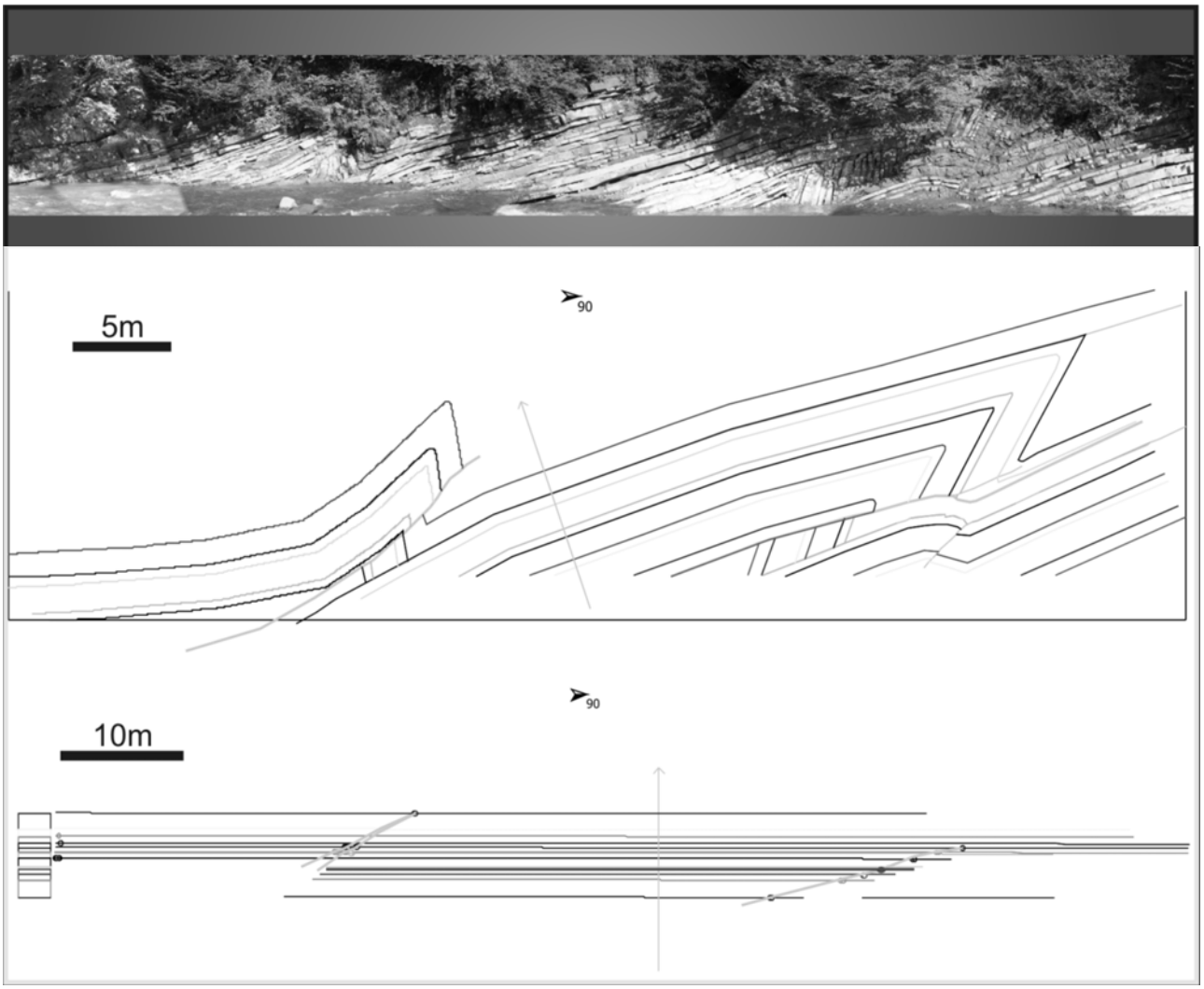


Рис. 2. Обнажения стрыйских отложений (верхний мел), сбалансированный геологический и реставрированный разрезы вдоль реки Сукиль, село Букивець

Общая длина реставрированного профиля составляет 48.2 км. Сравнивая его с геологическим разрезом, длина которого – 25.3 км, приходим к заключению о величине сокращения бассейна, котороя составила 49.1%. Глубина поверхности срыва (детачмента) определена на глубине 8.5 км.

Также реконструирована часть пород, которые были эродированы в синтектонический и посттектонический периоды развития структуры. Для выявления сдвигового компонента перемещения вкрест простирания структуры были построены дополнительные профили, на основании которых построены трехмерные модели. Кинематический анализ образования покровов подтверждает ранее высказанную гипотезу о миграции тектонических процессов с юго-запада на северо-восток.

На рис. 2 показаны результаты изучения стрыйских отложений (верхний мел) на обнажении в районе села Буковец. Здесь также определена величина сокращения басссейна – 30 %. На этом обнажении четко прослеживаются этапы развития структуры – складкобразование, надвигообразование, сдвигообразование. Четко прослеживается заложение разломов по ранее образованным ослабленным поверхностям, в данном случае – по системам трещин.

Полученные результаты будут использованы как вводные параметры для прямого моделирования складчато-надвиговых структур, а также для изучения тектонического опускания флишевого бассейна Украинских Карпат.

ЛИТЕРАТУРА

Бубняк І.М. Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.04 “Геотектоніка” // НАН України; Інститут геологічних наук. Київ, 2005. 21 с.

Гончар В. В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // Геофиз. журн. 2007. 29. № 6. С. 116–137.

Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ЭКМО. 2003. 151 с.

Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. In: The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources (eds. J. Golonka and F. J. Picha) // Mem. AAPG. 2005. 84. P. 293–350.

Roure F., Roca E., Sassi W. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland fold-and thrust belt system // Sedimentary Geology. 1993. 86. P. 177–201.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОГО ЗАМЫКАНИЯ ГЛАВНОЙ АНТИКЛИНАЛИ ДОНБАССА

А.В. Никитенко, В.А. Корчемагин, И.О. Павлов

Донецкий национальный технический университет МОНМС Украины, (geolog@dgtu. donetsk.ua)

Общая задача тектонофизических исследований заключается в установлении закономерностей распределения напряжений и развития тектонических деформаций, возникающих в земной коре. Знание закономерностей и механизмов образования, пространственного размещения тектонических дислокаций имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение. В теоретическом плане сведения о механизмах образования тектонических дислокаций необходимы для создания физической теории деформационных процессов в земной коре. Результаты тектонофизических исследований могут быть использованы при прогнозе, поисках и разведке месторождений, при прогнозировании горно-геологических условий их отработки, при оценке сейсмической опасности. Для решения тектонофизических задач в настоящее время широко используются различные виды моделирования. Существенные дополнения в теоретические построения и результаты моделирования могут вносить данные полевой тектонофизики. Весьма благоприятные условия для подобных тектонофизических наблюдений создаются при отработке месторождений полезных ископаемых, особенно при карьерной или подземной разработке пластовых месторождений. В этом случае осуществляется сплошная выемка полезного ископаемого с детальной геологической документацией на инструментальной основе на больших площадях, что позволяет непосредственно изучать геологические структуры различного уровня в реальном масштабе и фиксировать изменения их морфологии по площади и в разрезе.

Особое значение при тектонофизических исследованиях уделяется механизму образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов.

К подобным структурам можно отнести Главную антиклиналь Донбасса. Главная антиклиналь отчетливо прослеживается с юго-востока на северо-запад через весь бассейн на расстоянии около 300 км. Антиклиналь представляет собой линейную, симметричную складку, ось которой ориентирована по аз.290-305°. К западу от Нагольного кряжа (наиболее приподнятой части Донбасса) Главная антиклиналь распадается на ряд кулисообразно продолжающих друг друга складок: Ольховатско-Волынцевскую, Горловскую и несколько обособленную Дружковско-Константиновскую брахиантиклиналь. Крылья Главной антиклинали моноклинальные, крутопадающие (60-65°), сводовая часть сложно дислоцирована. Свод осложнён продольными взбросами и сдвигами, он относительно широкий и плавный на западе и узкий и острый на востоке. Наиболее изученной во всех отношениях является Горловская антиклиналь. Здесь, помимо многочисленных угледобывающих шахт в крыльях, находится Никитовское рудное поле, приуроченное к присводовой части складки. Собственно Никитовское рудное поле приурочено к 5 купольным складкам, усложняют свод Горловской антиклинали. Это Чернокурганский, Катушкинский, Софиевский, Новый, Чегарникский купола. Оси этих складок закономерно повернуты против часовой стрелки на 15-30° относительно оси антиклинали. Купола имеют размеры 1.0×0.4 км и располагаются примерно через равные интервалы – 1.4 км. С севера и юга они ограничиваются от свода антиклинали продольными разломами, входящими в систему Осевого надвига. К востоку и западу от центральной части приблизительно на равных расстояниях (3-3.5 км) располагаются четыре более крупные складки: Чегарникская и Кировская брахиантиклинали - на востоке и Дылеевская и Дзержинская – на западе (рис. 1).

В этом районе на протяжении многих лет выполнялись тектонофизические исследования. Благодаря тщательной геологической документации были геометризованы различные деформационные элементы горного массива, установлена их морфология, кинематика разрывов, а также реконструированы поля напряжений для многих локальных объёмов, шахтных полей, месторождений и района в целом. Так, было установлено, что среди разрывов различного структурного уровня здесь доминируют сдвиги. Причем по крутопадающим разрывам северо-западной ориентировки практически повсеместно фиксируются правые сдвиги, а по субмеридиональным и северо-восточным – левые. Восстановленное для отдельных участков (более 200 реконструкций) и для всего района месторождения поле тектонических напряжений также является сдвиговым [Корчемагин и др., 1982; Сим и др., 1987], с близгоризонтальной ориентировкой осей главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3. Ось максимального сжатия при этом ориентирована в

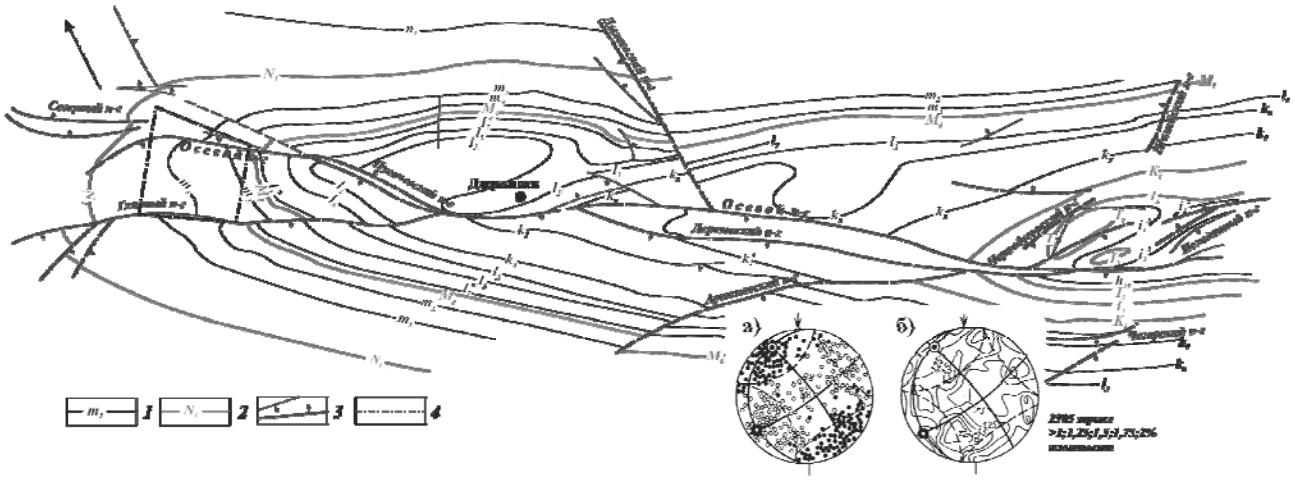


Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта Горловской антиклинали (западная часть). На стереограммах: реконструкция поля напряжений и трещинная структура Никитовского рудного поля. 1 – угольные пласты; 2 – известняки; 3 – тектонические разрывы, направление падения их сместителей; 4 – поле шх. «Новодзержинская» (условные обозначения для диаграмм см. рис. 6)

северо-западном – юго-восточном направлении, практически вдоль оси Горловской антиклинали, ось растяжения – в северо-восточном направлении, параллельно осям купольных структур (рис. 1, а).

С учетом реконструированных параметров полей напряжений, кинематики разрывов и ориентировки структурных деформационных элементов был предложен механизм структурообразования на этом участке Главной антиклинали. Этот механизм предполагает, что структура свода Горловской антиклинали и Никитовского рудного поля была сформирована в результате правосдвиговых подвижек по зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома. Отражением этого разлома в современной геологической структуре является т.н. Осевой надвиг, прослеженный вдоль оси Главной антиклинали практически на всём её протяжении. При подобной интерпретации все известные деформационные элементы (складки, разрывы) рудного поля выступают элементами структурного парагенезиса сдвиговой зоны, т.е. сформировались в один этап при неизменном направлении осей общего поля напряжений (при неизменной ориентировке системы внешних сил). Эти выводы подтверждаются результатами моделирования, выполненного в своё время сотрудником кафедры «Разведка МПИ» ДПИ Емцем В.С. в лаборатории ИФЗ.

В последние годы, по мере развития горных работ в зоне западного периклинального замыкания Горловской антиклинали проводились структурно-тектонофизические исследования, в результате которых были получены новые данные о геологической структуре этого района, о кинематике разрывов и выполнены реконструкции тектонических полей напряжений.

Самой западной в этом районе является шахта «Новодзержинская». Шахтой отрабатываются угольные пласты свит C_2^5, C_2^6, C_2^7 на самой периклинали Горловской антиклинали. В зоне замыкания складки породы плавно изгибаются с изменением простирания от субширотного до субмеридионального, а затем до юго-восточного. Погружение пород на север - северо-запад и на юго-запад. Углы падения от 30-35 до 10-12 градусов. Залегание пород осложняется многочисленными малоамплитудными тектоническими нарушениями, которые в своём большинстве сосредоточены на площадях, прилегающих к крупным разломам. Среди них преобладают нарушения субширотной, северо-западной и субмеридиональных ориентировок. От крыльев складки шахтное поле ограничивается тектоническими разрывами. Северной границей шахтного поля является Алмазный сброс северо-западной ориентировки с крутопадающим на север сместителем. Юго-восточной - широтный Главный надвиг, сместитель которого погружается на юг. По обоим нарушениям установлены существенные правосдвиговые подвижки. Шахтное поле можно разделить на два структурных блока, граница между которыми проходит по зоне Осевого надвига: первый блок - с преимущественно северным и второй блок – с преимущественно юго-западным падением пород (рис. 2).

Более простым тектоническим строением характеризуется второй блок. По простиранию он ограничен сместителями Осевого (на северо-западе) и Главного (на юго-востоке) надвигов. Залегание пород здесь спокойное, слабоволнистое, дизъюнктивная нарушенность незначительная.

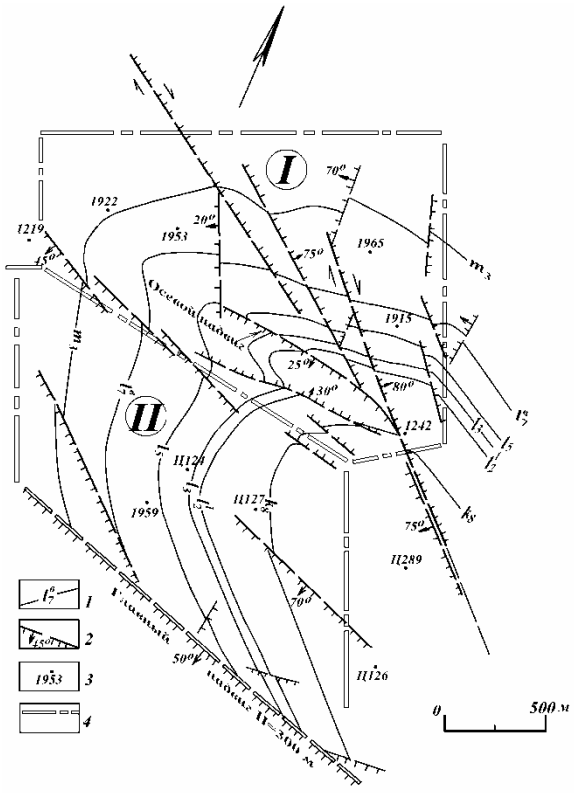


Рис. 2. Структурная схема поля шх. «Новодзержинская» (план горизонта -502 м). 1 – основные угольные пласты; 2 – тектонические разрывы; 3 – разведочные скважины; 4 – границы структурных блоков

Более сложной геологической структурой характеризуется первый блок. Он насыщен многочисленными разрывами и интенсивными пликативными дислокациями. Среди дизъюнктивов преобладают разрывы трёх пространственных ориентировок (Рис. 3, ***а***): крутопадающие северо-западные (аз. пад. 40° ∠75°) и меридиональные (аз. пад. 272° ∠80°), а также пологие северо-западного простирания (аз. пад. 205° ∠40°).

По характеру тектонических дислокаций первый блок, в свою очередь, может быть разбит на два домена. Один из них охватывает восточную часть блока, где развита мощная зона крутопадающих разрывов северо-западной ориентировки. Горными и разведочными работами эта зона трассируется к востоку в свод Главной антиклинали, где она сливается с Осевым надвигом. В пределах шахтного

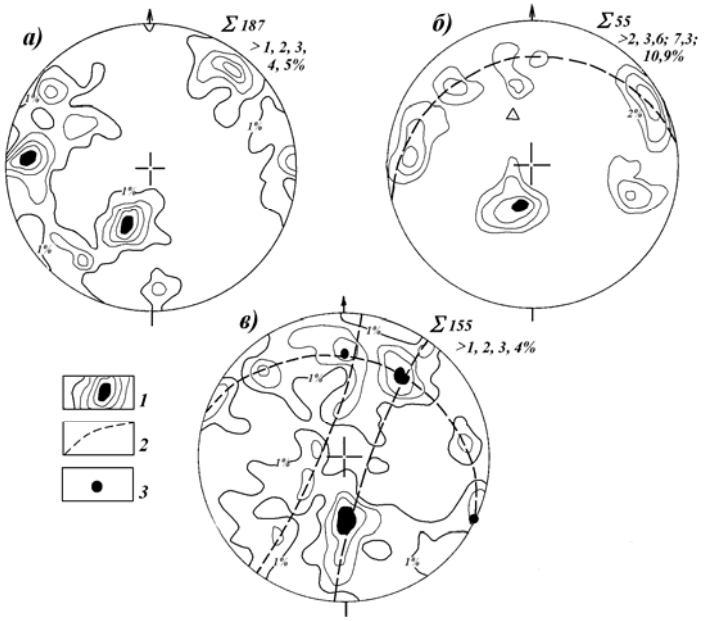


Рис.3. Стереограммы ориентировок трещинно-разрывных структур: ***а)*** – ориентировка тектонических разрывов первого блока, ***б)*** – ориентировка тектонических разрывов зоны Осевого надвига, ***в)*** – ориентировка штрихов и борозд скольжения на зеркалах в зоне Осевого надвига. 1 – изолинии плотности распределения полюсов разрывов (штрихов); 2 – след поясов симметрии; 3 – ось поясов симметрии

поля выделенная зона имеет ширину до 300 м. Она состоит из нескольких субпараллельных сместителей круто падающих преимущественно на север (аз. пад. 40° ∠70-80°) и формирующих в плане правый ряд кулис. Расстояние между кулисами 100-150 м. По простиранию горными работами отдельные разрывы прослеживаются на 500-800 м. Нормальная амплитуда смещения по отдельным наиболее крупным сместителям этой зоны составляет 10-20 м. Штрихи, замеренные на плоскостях сместителей этих нарушений, имеют угол наклона от 10 до 30°, что с учетом видимого смещения маркеров позволяет охарактеризовать их как правые сбросо-сдвиги.

Пространство между этими основными разрывами рассечено системой практически ортогональных им левых сбросо-сдвигов. Морфологически – это крутопадающие разрывы северо-восточного простирания (аз. 20-25°) с нормальными амплитудами смещения до 5-7 м. По простиранию эти нарушения прослеживаются на 400 м и ограничиваются, как правило, сместителями основных правых сдвигов (рис. 4).

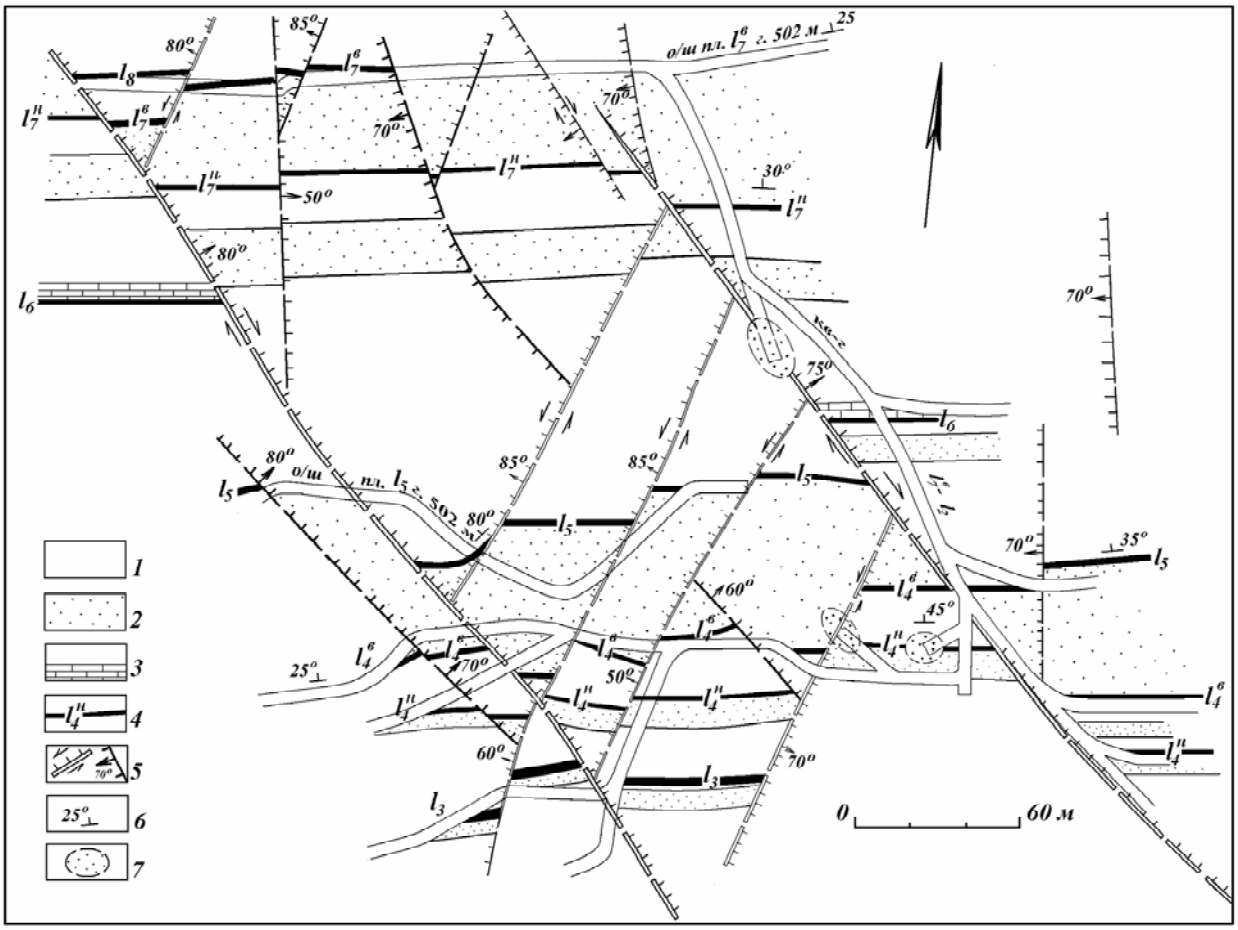


Рис.4. Морфология сдвиговой зоны (выкопировка с плана гор.502 м). 1 – аргиллиты и алевролиты; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – угольные пласты; 5 – тектонические разрывы, углы их падения и направление сдвиговой подвижки по ним; 6 – элементы залегания пород; 7 – завалы горных выработок

С учётом кинематики и пространственной ориентировки эти две системы разрывов (т.е. северо-западные правые и северо-восточные – левые сбросо-сдвиги) можно рассматривать как сопряженную пару сколов.

Структура западной части первого блока определяется, прежде всего, выявленной здесь горными работами брахиантиклинальной складкой. Эта складка в современном эрозионном срезе (на геологической карте района) не отражена. Она начинает отчетливо проявляться по данным горных работ на глубинах более 450 м. Выше складка как бы экранируется плоскостью Осевого надвига. На современной глубине развития горных работ отчетливо фиксируется периклиналь (особенно по пластам l_5, $l_4^в$, l_3, l_2^1) и северное крыло складки, её южное крыло срезается системой пологих разрывов, входящих в систему Осевого надвига.

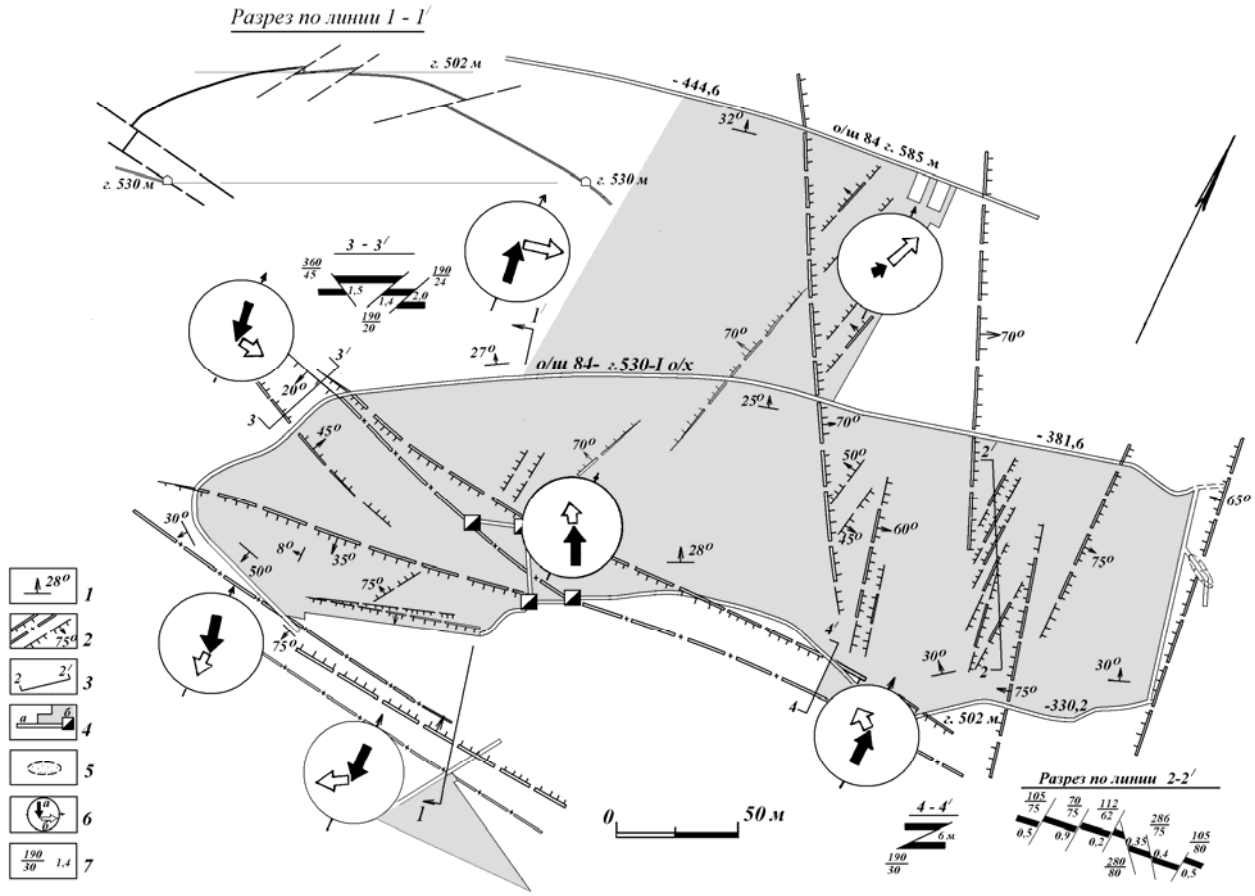


Рис. 5. Тектонические разрывы и поле напряжений Осевого надвига (выкопировка с плана горных работ по пл. l_2^1). 1 – углы падения пласта; 2 – тектонические разрывы (для пологих разрывов – линии обреза пласта в лежачем и висячем крыльях); 3 – линии разрезов; 4 – горные выработки: горизонтальные (штреки) (а); вертикальные (восстающие) (б); 5 – завалы выработок; 6 – точки реконструкций полей напряжений: а – ориентировка оси σ_3, б - σ_1; 7 – элементы залегания тектонических нарушений и их амплитуда

На стереограмме полюса плоскостей напластования рассеиваются по малокруговой траектории, чётко фиксируя конический характер этой складки (рис. 4). Основные геометрические элементы складки характеризуются следующим залеганием: шарнир – аз. пад. 275° ∠20°; осевая плоскость – аз. пад. 188° ∠82°. Перегиб слоев в своде плавный, усреднённые элементы залегания пород в крыльях: аз. пад. 347° ∠34° (для северного) и 267° ∠18° (для юго-западного). По своим размерам (1.4×0.6 км по гор. 502 м), геометрическим параметрам и пространственной ориентировке эта купольная складка подобна брахискладкам Никитовского рудного поля и расположенным западнее Дылеевскому и Дзержинскому куполам.

Характер тектонической нарушенности пород этого блока несколько отличается от структурного рисунка, наблюдаемого в вышеописанной сдвиговой зоне. Здесь преобладают продольные оси брахиантиклинали встречнопадающие пологие надвиги (аз. пад. 190-200° ∠20-30° и 360° ∠30°), входящие в систему Осевого надвига (рис. 5).

Нормальная амплитуда смещения по отдельным нарушениям достигает 20 м. Штрихи на плоскостях сместителей ориентированы преимущественно по падению. В крыльях надвигов развиты многочисленные крутопадающие разрывы. Наиболее крупные и протяженные из них (с амплитудой до 3-4 м) имеют северо-западную ориентировку (аз. пад. 60° ∠75°). Среди боле мелких (с амплитудами от нескольких дм до 1.0-1.5 м), развитых преимущественно в западных крыльях этих основных сместителей, преобладают меридиональные и северо-восточные разрывы (аз. пад. 270° ∠70-75° и 310° ∠70°, 110° ∠55-60°). Характерной особенностью последних является незначительная протяженность по простиранию. Они зарождаются в виде тектонических трещин в нескольких дециметрах – первых метрах от основного сместителя, затем быстро (на протяжении нескольких метров) достигают максимальной амплитуды и через 20-30 м по простиранию полностью затухают. Кинематика разрывов разнообразна – от сдвигов до сбросов. В количественном отношении

преобладают сбросо-сдвиги. Для основных сместителей (северо-западного простирания) установлена правосдвиговая составляющая, для «оперяющих» их северо-восточных – левосдвиговая.

На стереограмме полюса всех этих разрывов формируют несколько максимумов, рассеивающихся вдоль общего пояса симметрии, ориентировка которого в пространстве близка к элементам залегания Осевого надвига (рис. 3, ***б***).

Статистический анализ ориентировок штрихов и борозд скольжения на плоскостях зеркал скольжения, замеренных в этой зоне, также показывает симметрию этих линейных элементов относительно положения плоскости Осевого надвига. На стереограмме они образуют несколько поясов (рис. 3, ***в***), один из которых совпадает со следом плоскости основного сместителя, а два других малокруговых пояса имеют общую ось симметрии, лежащую в плоскости надвига.

Приведенные данные позволяют предположить, что подвижки по всей совокупности разрывов в выделенном домене были подчинены генеральному смещению породного массива по плоскости основного разрыва.

Реконструкции тектонических напряжений в локальных объёмах горного массива выполнялись кинематическим методом с использованием всей совокупности замеренных тектонических сколов. Параметры поля мезорегионального уровня (для отдельных выделенных блоков шахтного поля) восстанавливались путём статистической обработки на стереографической сетке данных локальных реконструкций. В результате было установлено, что оси сжатия (σ_3) концентрируются в северо-западном и юго-восточном секторах стереограммы, а оси растяжения (σ_1) – в северо-восточном и юго-западном (рис. 6). В целом, для всего шахтного поля ось растяжения ориентирована по аз. 50-60°(230-240)°, а ось сжатия – по аз. 320-330°(140-150°). При выдержанной общей ориентировке осей главных нормальных напряжений, установлены некоторые особенности этой ориентировки в различных структурных доменах. Так, во втором блоке оси имеют следующие элементы залегания: σ_1 – аз. пад. 232° ∠30°, σ_3 – аз. пад. 140° ∠5° и лежат в усредненной плоскости напластования для этого крыла (рис. 6, ***в***). В западной части первого блока (сдвиговая зона) оси ориентированы следующим образом: σ_1 – аз. пад. 65° ∠24°, σ_3 – аз. пад. 330° ∠20° и также лежат близко к усредненной плоскости

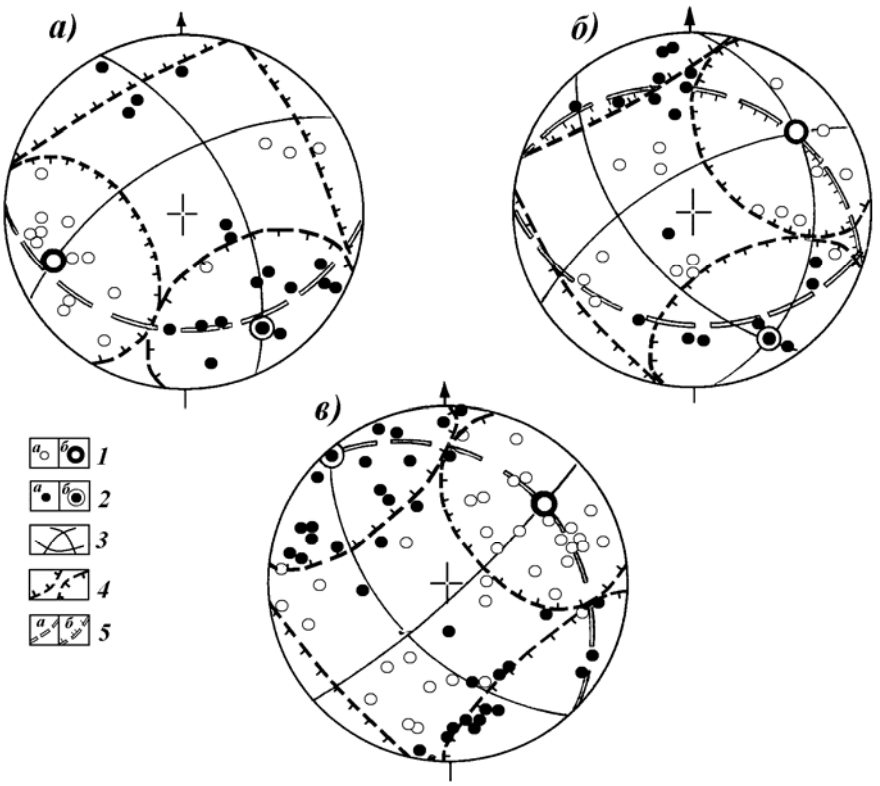


Рис. 6. Реконструкции тектонических напряжений для разных блоков поля шахты «Новодзержинская»: первый блок – сдвиговая зона ***а)***, зона Осевого надвига ***б)***; ***в)*** второй блок; 1 – оси растяжения: *а* – локального уровня, *б* – мезорегионального; 2 – оси сжатия: *а* – локального уровня, *б* – мезорегионального; 3 – плоскости действия главных нормальных напряжений; 4 – конические поверхности, ограничивающие области развития осей одного знака; 5 – плоскости: *а* – напластования; *б* – Осевого надвига

напластования для этого блока (рис. 6, ***а***). В зоне Осевого надвига (восточная часть первого блока) оси имеют следующую ориентировку: σ_1 – аз. пад. 230° ∠28°, σ_3 – аз. пад. 330° ∠18°. Ось сжатия здесь расположена близко плоскости напластования, а ось растяжения лежит в плоскости Осевого надвига (рис. 6, ***б***).

В целом, восстановленное поле напряжений по своим параметрам (особенно по ориентировке осей главных нормальных напряжений) совпадает с данными, полученными в своё время для Никитовского рудного поля. Это поле является самым молодым для Донбасса и датируется ларамийской фазой альпийского тектогенеза [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Корчемагин, Емец, 1987].

С учетом приведенных выше материалов, можно предположить следующий механизм образования деформационных элементов этой части Главной антиклинали.

Описанная сдвиговая зона в западной части первого блока является непосредственным продолжением регионального правого сдвига приосевой части Главной антиклинали. Реализация здесь правосдвиговых смещений на завершающих фазах альпийского тектогенеза привела к образованию сопряженной пары сколов, которые были закартированы в самой сдвиговой зоне. Горизонтальные смещения масс к западу в её южном крыле сопровождались сжатием в близгоризонтальной плоскости. Это приводило к продольному изгибу слоистой толщи с образованием брахиантиклинали с осложняющими её крылья продольными субширотными надвигами. Горизонтальные смещения в крыльях формирующихся надвигов при наклонном залегании толщи приводили к образованию систем сбросо-сдвигов, которые в дальнейшем могли развиваться уже как сбросы.

Таким образом, весь набор отмеченных деформационных элементов западного замыкания Главной антиклинали можно рассматривать как единый структурный парагенезис, образование которого было вызвано правосдвиговыми горизонтальными перемещениями вдоль системы продольных сдвигов приосевой части Главной антиклинали.

ЛИТЕРАТУРА

Корчемагин В.А. и др. Структура, рудоносность и тектонические поля напряжений центральной части Никитовского рудного поля // Ртутные месторождения Донбасса. Киев: Наукова Думка. 1982. С. 70–79.

Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 164–170.

Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. №3. С. 49–55.

Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений и формирование структур рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 159–164.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ ОЦЕНКЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАТАРСКОГО СВОДА)

И.И. Нугманов, Е.В. Еронина, А.Н. Даутов, Р.Р. Хабибуллин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, nusmumrik@gmail.com

В настоящее время использование радиолокационных данных для целей оперативного и долговременного мониторинга за состоянием окружающей среды ничуть не уступает, а в ряде случаев и превосходит традиционные способы, основанные на анализе и интерпретации данных дистанционного зондирования (ДДЗ) в оптическом и ИК-диапазонах. Это обусловлено рядом физических предпосылок, которые позволяют проводить зондирование микроволновой радиолокационной активной и пассивной аппаратурой поверхностей сквозь облака в сложных метеорологических условиях. Также следует отметить, что данные, получаемые в микроволновом радиодиапазоне, служат источником уникальной информации о подстилающей земной поверхности.

Широкое применение спутниковых радиолокационных данных началось в 1991 г с запуском спутника ERS-1 (Европейское космическое агентство) с радиолокатором на борту [Никольский, 2008]. Радиолокатор выполнял съемку в ультракоротковолновой (сверхвысокочастотной 3.9-6.2 ГГц) области радиоволн в диапазоне С (длина волн 3.8-7.6 см). В 1995 г на орбиту был выведен второй спутник ERS-2 с идентичной радиолокационной системой, что позволило составить тандемную пару, способную выполнять интерферометрическую съемку одной и той же территории с временным интервалом в 1 сутки.

В работе были использованы серии космических (43 снимка) радиолокационных снимков со спутников ERS-1 и ERS-2 для территории нефтедобывающих районов Республики Татарстан. Основная задача исследования – установить информативность ДДЗ в микроволновом радиодиапазоне для оценки деформаций земной коры при геодинамическом мониторинге. Предпосылкой использования данных является мировой и отечественный опыт интерферометрической обработки пар и серий снимков с целью построения ЦММ либо определения просадок земной поверхности. Радиолокационная интерферометрия – метод измерений, использующий эффект интерференции электромагнитных волн. Технология интерферометрической обработки радиолокационных данных предполагает получение нескольких когерентных измерений одного и того же района земной поверхности со сдвигом в пространстве приемной антенны радиолокатора [Кантемиров, 2010]. В настоящее время существует множество как коммерческих, так научно-исследовательских программ по обработке данных радиолокационной съемки. В нашей работе для обработки ДДЗ использовался алгоритм разработанный Европейским космическим агентством и реализованный на платформе Java в программном обеспечении (ПО) NEST SAR Toolbox. Для построения цифровой модели местности (ЦММ) использовался модуль IFSAR ПО ERDAS. Последовательность обработки данных заключается в предварительной обработке данных с вычленением фазового и амплитудного изображения, фильтрации и удалении спекл-шумов, корегистрации (совмещения) пары или большего количества снимков, получения интеферограммы (разности фаз), развертку фазы и построение ЦММ. Результаты обработки отображены на рисунке ниже.

В настоящее время проводятся работы по апробации технологии дифференциальной интерферометрии. Дифференциальная интерферометрия позволяет определять на малых масштабах смещение земной поверхности для значительных по площади покрытия снимков. Предполагается воспользоваться трехорбитальной и четырехорбитальной схемы, что позволит проследить смещения земной поверхности для длительного (5-10 лет) интервала времени.

Необходимо также отметить, что на территории Республики Татарстан в течении последних лет выполнены сессии высокоточных спутниковых измерений для пунктов сети базовых (референцных) ГНСС-станций РТ [Кащеев и др., 2010]. По результатам геодезических измерений и обработки данных позиционирования установлено, ряд базовых станций, расположенных в нефтедобывающих районах испытывают разнонаправленные дифференцированные вертикальные движения. Большая часть пунктов измерений имеет положительную вертикальную динамику (скорость увеличения высоты от 2.69 до 9.35 мм/год), однако существуют и станции, которые испытывают опускание со средней скоростью до 12.54 мм/год.

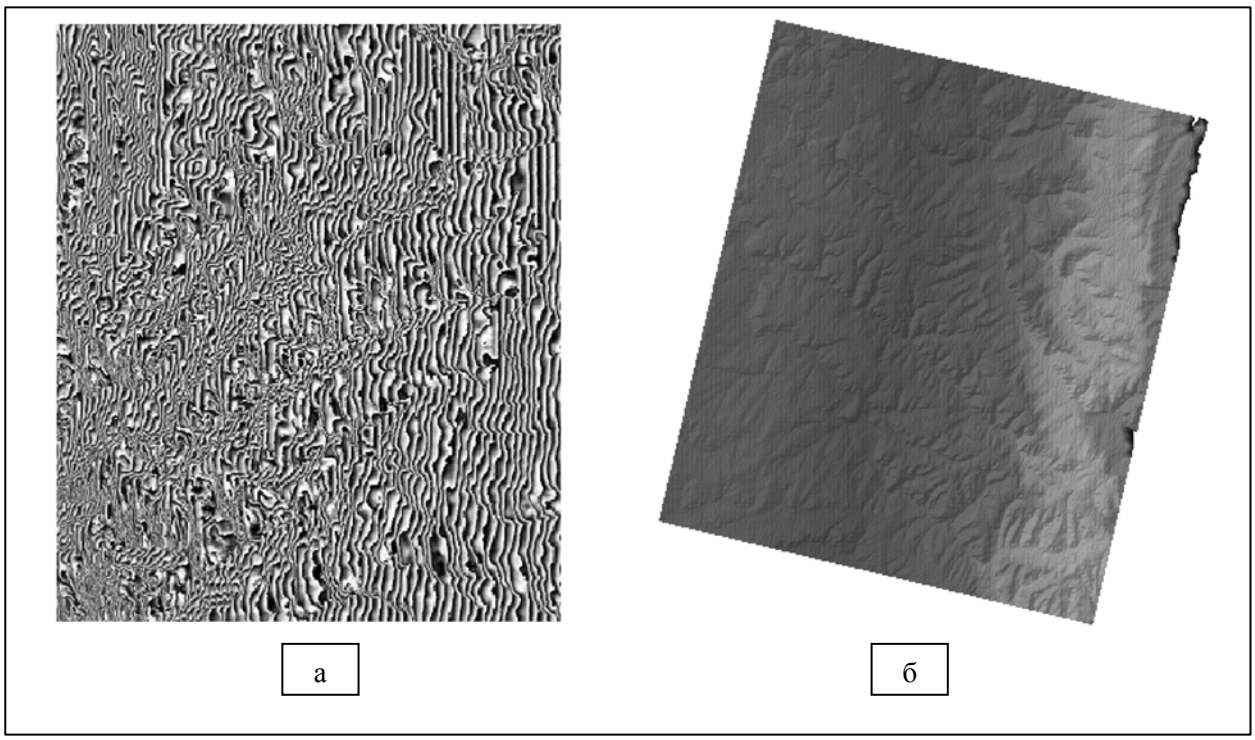


Рис. 1. Результаты интерферометрической обработки тандемной пары радиолокационных снимков: а) изображение разности фаз; б) цифровая модель местности

Таким образом, сопоставление результатов обработки радиолокационных ДДЗ с результатами высокоточных геодезических наблюдений позволит перейти на качественно новый уровень понимания проявления современных геодинамических процессов как природного, так антропогенного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

Кантемиров Ю.И. Обзор современных радиолокационных данных ДДЗ и методик их обработки с использованием программного комплекса SarScape // Геоматика №3. М.: Изд. «АС Принт». 2010. С. 45–55.

Кащеев Р.А. и др. Использование геодезических спутниковых технологий для геодинамических исследований в районах активной нефтедобычи Республики Татарстан // Проблемы недропользования: Материалы V Всероссийской молодежной научно-практической конференции (с участием иностранных ученых) 8-11 февраля 2011 г. Екатеринбург. ИГД УрО РАН. 2011. С. 435–442.

Никольский Д.Б. Уровни обработки радиолокационных данных // Геоматика №1. М.: Изд-во «АС Принт». 2008. С. 25–36.

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ЗАДАННЫХ СМЕЩЕНИЙ GPS АНТЕННЫ

Т.С. Образцова

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргыстан barkalova@gdirc.ru

Для исследований современных движений земной коры на основе метода Глобальной Системы Позиционирования (Global Positioning System – GPS) в качестве входных данных для анализа используются векторы скорости с размерностью в мм/год [напр., Abdrakhmatov et al., 1996; Зубович, 2001; Кузиков, Мухамедиев, 2010]. Для получения качественных данных о скорости смещения GPS репера необходимо несколько лет наблюдений, а частота опроса пункта может варьировать от перманентного режима записи до одного раза в год или реже [Зубович, 2001]. Более частые и длительные GPS измерения репера повышают точность и степень доверия к данным. Стремление к минимальной частоте опроса GPS сетей и отдельных пунктов в большей мере обусловлено финансово-техническими ограничениями. Именно поэтому на большинстве GPS пунктах в Центральной Азии проводятся эпизодические измерения.

Оценка точности GPS скорости носит вероятностный характер в виде среднего квадратичного отклонения по каждой координате (σx|y|z) и чаще всего находится в пределах первых мм/год, что не редко соизмеримо с уровнем тектонических движений данного района. Поэтому сепарация геодинамической составляющей от случайных вариаций движения репера является одной из важных задач при интерпретации GPS данных. Тем более что в последнее время все чаще возникает потребность и интерес в исследовании временных вариаций координат и оценке устойчивости векторов скорости.

Во временном ряде координат корректно отделить геодинамическую составляющую от ошибки GPS измерения далеко не всегда удается. Т.к. при этом необходимо знать не вероятностную, а фактическую ошибку метода в конкретных условиях получения результата. Анализ посуточных GPS координат для реперов, предположительно неподвижных в течение года друг относительно друга, выявил максимальный размах вариаций горизонтальных компонент до 21 мм (в среднем ≤2 мм) [Barkalova, Kuzikov, 2009]. Однако гарантировать стабильность относительного положения даже фундаментальных геодезических тумб в течение любого отрезка времени мы не можем.

Сложность определения фактической точности параметров движения, полученных при GPS измерениях, заключается в отсутствии совершенно недеформируемых участков или эталонов для сравнения, какими могли бы являться результаты других методов измерения. В этом направлении нами осуществляется GPS мониторинг максимально стабильных базовых линий (до 1 км) с периодической перепроверкой результатов светодальномерными измерениями. Что подразумевает очередную задачу разработки методики и повышение точности измерений средствами наземной геодезии для геодинамических исследований.

Таким образом, назрела идея создания специализированного инструмента, который позволил бы проводить геодезические измерения с симуляцией геодинамических движений с известными параметрами. В 2009 г сотрудники НС РАН на базе одного из блоков фотоэлектронного микроскопа создали так называемый «3D-корректор». При помощи этого инструмента стало возможным смещать с миллиметровой точностью в трехмерном пространстве GPS антенну (рис. 1) или другой геодезический прибор. Подвижная платформа 3D-корректора может перемещаться до 22 см в одном направлении и до 10 см – в другом, по вертикали – до 4 см. Ориентировка прибора по сторонам света осуществляется компасом, а выравнивание по горизонтали – подъемными винтами и сферическим пузырьковым уровнем.

Одна из основных работ, осуществленная с помощью данного инструмента, заключалась в проведении экспериментальных измерений с искусственным смещением GPS антенны на первые миллиметры для дальнейшего сравнения заранее известных параметров смещения антенны, со значениями получаемых GPS-методом с суточным осреднением.

В предгорьях Киргизского хребта, в ~ 45 км на юго-восток от г. Бишкек находится площадка детальных геодезических работ Алмалы. На базе 4-х фундаментальных геодезических тумб (IAT1, IAT3, IAT5, IATA) площадки (рис. 2) и были проведены экспериментальные GPS измерения с 14 по 19 августа 2009 г. На трех геодезических реперах (IAT3, IAT5, IATA) GPS антенны были закреплены неподвижно. На тумбе IAT1 установлен 3D-корректор, который был сориентирован таким образом, чтобы обеспечить смещение антенны в меридиональном, широтном и вертикальном направлениях.

Рис. 1. Вид 3D-корректора с GPS антенной на геодезической тумбе.

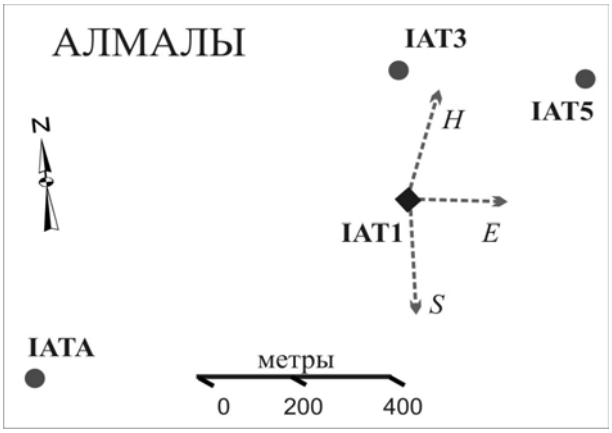


Рис. 2. Положение измеряемых реперов геодезической площадки Алмалы. На IAT1 установлена GPS антенна с 3D-корректором, на других тумбах антенны неподвижны

На репере IAT3 установлен GPS приемник TOPCON Legacy-E, на остальных трех реперах – приемники TRIMBLE R-7.

Ежедневно, в начале каждых из 6-ти UTC суток (около 6:00 Бишкекского времени) смещалась GPS антенна на пункте IAT1 последовательно на юг, восток и вертикально вверх на одинаковую величину по схеме 0 + 2 + 4 + 6 + 8 + 10 = 30 мм. Запись новой позиции производилась в течение ~ 24 часов. Для разделения файлов данных и исключения записи во время движения антенны прибор на пункте IAT1 выключался в конце дня (~ 23:45 UTC) и затем в начале следующего дня включался (~ 00:15 UTC).

Целью настоящей работы является обработка и анализ экспериментальных данных с искусственными смещениями антенны в трехмерном пространстве на предмет фактической точности GPS метода при посуточном осреднении данных и различными подходами обработки (методы стабилизации). Смещения производились на величины, заведомо превышающие ошибки измерения. Таким образом, можно найти минимальный уровень подвижек, фиксируемых при данных условиях GPS измерений.

Одним из самых известных продуктов, предназначенных для точного определения координат на поверхности Земли, является программный пакет GAMIT/GLOBK (G/G) [Herring и др., 2009], который был разработан в Массачусетском Технологическом Институте США. Одно из основных назначений пакета G/G – получение оценок скоростей движения наземных пунктов. Однако в рамках данного эксперимента нас интересует ежесуточное изменение координат пунктов, что так же можно рассчитать посредством G/G. В результате обработки имеется возможность получить значение картезианских геоцентрических координат (X,Y,Z) пунктов на каждый из задаваемых интервалов осреднения, а также временные ряды изменения координат по северной (N), восточной (E) и вертикальной (U) компонентам каждого пункта. В данной работе анализируются оба типа координат. Для составления более полной картины результатов обработки также оценим вариации всевозможных базовых линий между 4-мя реперами эксперимента (рис. 3).

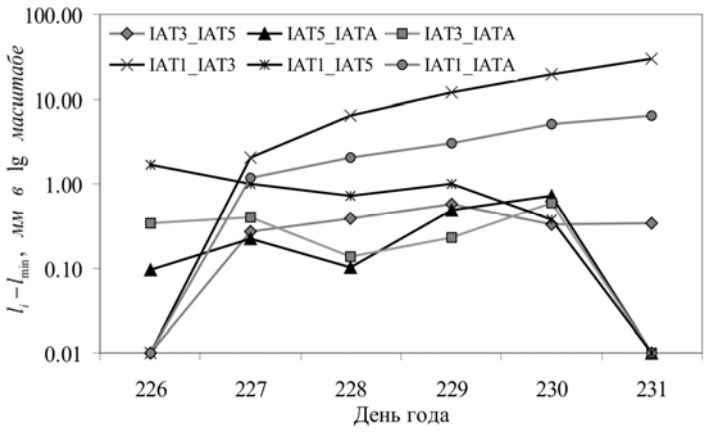


Рис. 3. Посуточные вариации длин шести базовых линий относительно минимальных значений (≈0.01) в логарифмическом масштабе

Для удобства представления на рис. 3 в каждой выборке, состоящей из 6-ти значений длины одной из базовых линий, все элементы уменьшены на минимальное значение данной выборки. Минимальные нулевые значения приравнены к 0.01 мм, все графики построены в логарифмическом масштабе. Базовые линии между пунктами IAT3, IAT5 и IATA (антенны которых искусственно не смещались) сравнительно стабильны в течение всего эксперимента, размах вариаций не превышает ~0.7 мм. Для посуточного осреднения GPS данных это достаточно хороший показатель устойчивости. Базовые линии с участием искусственно смещаемого пункта IAT1 максимально изменяют свои длины от ~2 до ~30 мм. Разница в размахах вариаций этих базовых линий объясняется взаимным пространственным положением пунктов и направлениями смещений (рис. 2).

При обработке G/G одним из важных настраиваемых параметров является список стабилизирующих станций, в который, в общих случаях, отбирают надежные постоянно действующие (перманентные) станции, контролируемые Международной GPS службой (IGS).

Оценивая вариации координат, были применены различные списки стабилизирующих станций и системы отсчета (с.о.), при равных прочих параметрах. Сравним полученные значения смещения пункта IAT1 при различных подходах стабилизации (itrf, eura, perm, ivao) с известным режимом смещения антенны (Идеальная модель) (рис. 4). Где **itrf** - наблюдённые приращения относительно всемирной системы отсчета (ITRF05) с стабилизирующим списком из близлежащих стабильных IGS станций (около 25); **eura** - наблюдённые приращения относительно европейской с.о. (itrf05_eura) с тем же списком стабилизирующих станций, при расчете графика **ivao** для стабилизации и с.о. использовались три станции геодезической площадки, участвующих в эксперименте без искусственных движений, а в случае **perm** для стабилизации применены три перманентные станции Центрально-Азиатской GPS сети, входящие в IGS: POL2, CHUM, SELE.

Очевидно, что приращение координат по данным GPS с разной стабилизацией в различной степени отличается от идеальной модели движения пункта IAT1. При этом, максимальные значения посуточных отклонений от идеальной модели по компонентам для различных случаев стабилизации и выбора с.о. составляют:

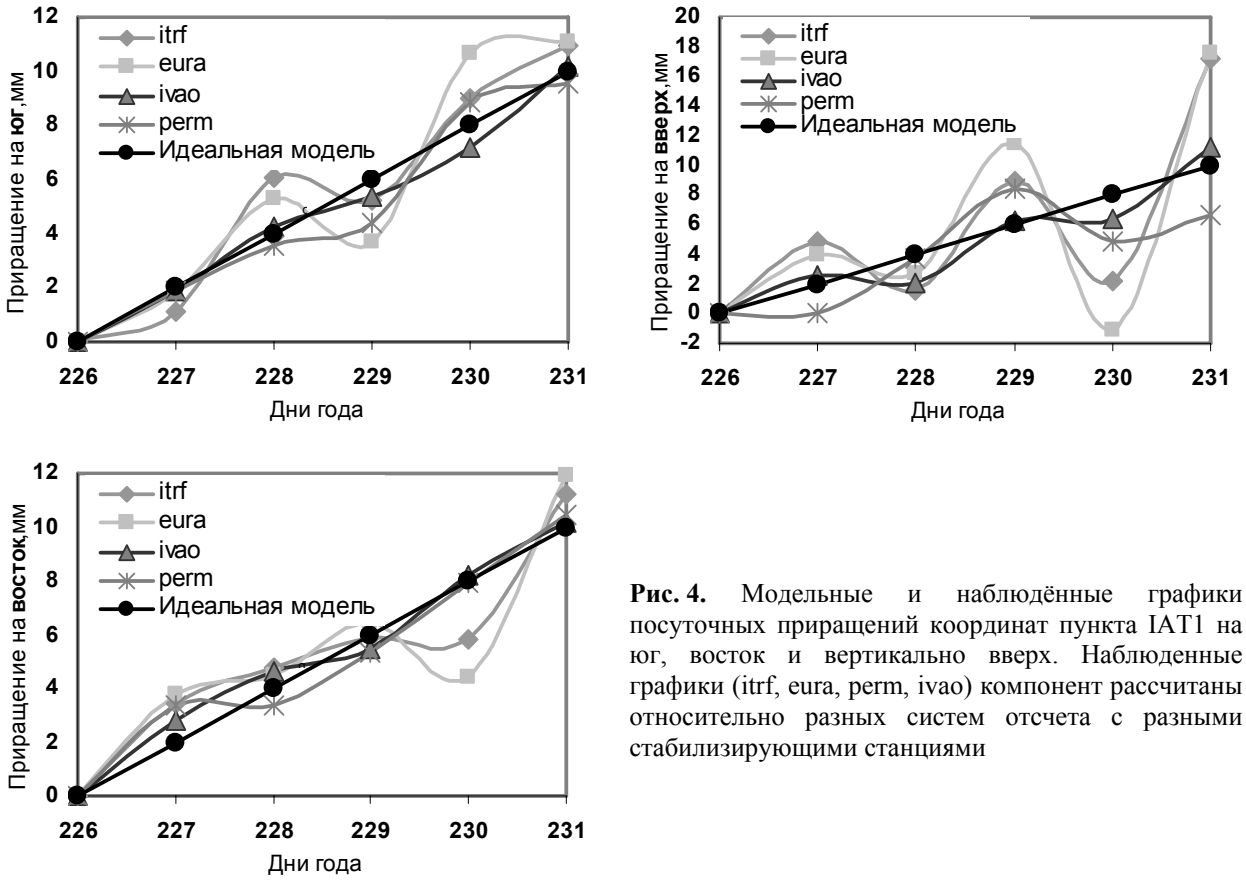


Рис. 4. Модельные и наблюдённые графики посуточных приращений координат пункта IAT1 на юг, восток и вертикально вверх. Наблюденные графики (itrf, eura, perm, ivao) компонент рассчитаны относительно разных систем отсчета с разными стабилизирующими станциями

Условное обозначение способа стабилизации	Точность воспроизведения движений по компонентам. мм:		
	Северная	Восточная	Вертикаль.
eura	2.68	3.61	9.17
itrf	2.07	2.16	7.15
perm	1.58	1.40	3.35
ivao	0.79	0.83	1.88

Таким образом, для данного случая воспроизведения искусственных смещений более подходящим оказывается вариант стабилизации компактно расположенными GPS пунктами: IAT3, IAT5, IATA. Подводя итог по выше приведенным значениям можно сказать, что удалось воспроизвести GPS данные с точность до 1 мм по горизонтальным компонентам и до 2 мм по вертикальной компоненте. Стоит заметить, что при обычных GPS измерениях не всегда возможен такой подход стабилизации, в виду элементарного отсутствия нескольких одновременно измеряемых, стабильных, близко расположенных станций.

Достаточно устойчивое поведение базовых линий между недвижимыми реперами (IAT3, IAT5, IATA) с размахом вариаций <1 мм (рис. 3), которые главным образом не зависят от стабилизации, а также тот факт, что за основу расчета базовых линий были взяты значения координат в метрической картезианской системе относительно центра Земли, да и к тому же неизвестность алгоритма, заложенного в программу G/G, наталкивает на исследование поведения IAT1 в этих самых метрических картезианских координатах. Рассмотрим детально поведение этих координат недвижимых в данном эксперименте пунктов (рис. 5).

Из рис. 5 следует, что координаты пунктов IAT3 и IAT5 варьируют практически синхронно, от них несколько отличается поведение координат пункта IATA, но между координатами всех трех

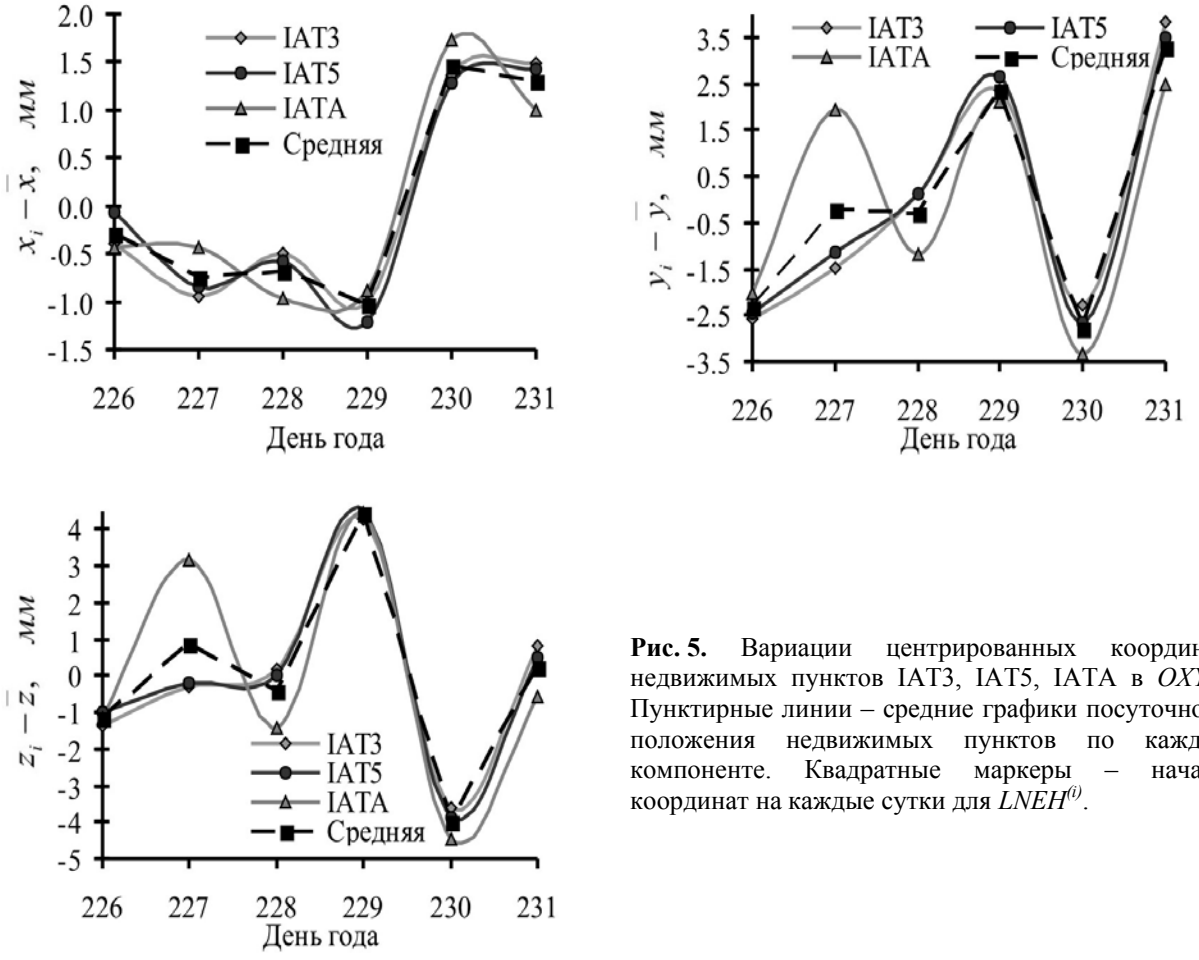


Рис. 5. Вариации центрированных координат недвижимых пунктов IAT3, IAT5, IATA в *OXYZ*. Пунктирные линии – средние графики посуточного положения недвижимых пунктов по каждой компоненте. Квадратные маркеры – начало координат на каждые сутки для $LNEH^{(i)}$.

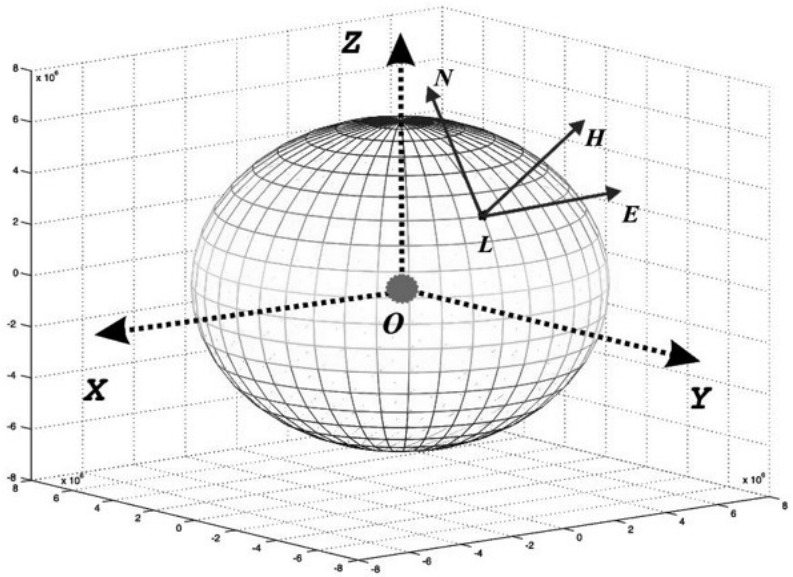


Рис. 6. Положение локальной системы координат (*LNEH*) относительно геоцентрической картезианской системы координат (*OXYZ*)

пунктов наблюдается значительная положительная корреляционная связь. Это может указывать на общий фактор влияния значительно удаленной системы отсчета при формировании координат для компактно расположенных GPS пунктов.

Поскольку исследуемые координаты представлены в картезианской системе, а смещение антенны осуществлялось в другом измерении, то такие координаты необходимо преобразовать в локальную систему координат. Обозначим картезианскую геоцентрическую систему координат как *OXYZ*, где *O* – центр масс Земли; ось *OZ* – ось вращение Земли; а плоскость *XOZ* проходит через меридиан Гринвича (рис. 6).

А локальную систему координат, в которой осуществлялись фактические смещения, обозначим *LNEH* (рис. 6). Где: *L* – начало координат; *LH* – ось вертикальной компоненты, совпадающая с радиус-вектором к точке *L*; *NLE* – плоскость нормальная к радиус-вектору точки *L*; *LN* – ось северной компоненты, пересекающаяся с осью *OZ*; а *LE* – ось восточной компоненты, дополняет систему до левостороннего базиса. Преобразование системы координат *OXYZ* в *LNEH* можно осуществить стандартными процедурами [напр., Корн, Корн, 1984]. Но при выборе начала координат для *LNEH* возникает неоднозначность, варианты которой могут различным образом влиять на точность оценки относительного положения исследуемых GPS реперов. Применим следующий метод преобразования координат из *OXYZ* в *LNEH,* который заключается в исключении из локальной системы отсчета *LNEH* общих для недвижимых пунктов (IAT3, IAT5, IATA) вариаций координат в системе *OXYZ*. Другими словами, проведем процедуру стабилизации координат, опираясь на априорно недвижимые в эксперименте пункты. При этом для каждых суток рассчитывается свое начало локальной системы координат в качестве средней точки между недвижимыми пунктами (Рис. 5). Таким образом, совмещая точки $L^{(i)}$ и системы координат $LNEH^{(i)}$, ежесуточно меняющие свое положение в *OXYZ*, получим стабилизированную систему *LNEH'*.

При таком преобразовании в координатах остаются только локальные движения исследуемых пунктов эксперимента и неточности их определения. Если предположить, что площадка Алмалы за время эксперимента не подвергалась деформациям и геодезические тумбы не меняли положение относительно друг друга, то размах вариаций координат для каждой тумбы даст нам одну из оценок точности. Так, координаты недвижимых реперов (IAT3, IAT5, IATA) максимально изменялись на: ~0.4 мм по северной, ~0.7 мм по восточной и ~4 мм по вертикальной компонентам. Причем, максимальный скачок высотной компоненты в ~4 мм наблюдался только в один день для тумбы IATA. Если исключить этот единичный выброс, то размах вариаций вертикальной компоненты для недвижимых реперов станет соизмерим с их устойчивостью в горизонтальном плане.

Проведем сравнение идеальной модели приращения координат пункта IAT1 с его движениями, рассчитанными на основе GPS данных в стабилизированной системе *LNEH'* с динамично меняющимся пространственным центром $L^{(i)}$ (рис. 7). По сравнению с рис. 4 графики приращений координат по данным GPS наблюдений на рис. 7 сблизились с идеальными графиками движения репера IAT1, особенно по вертикальной компоненте. При этом, максимальные значения посуточных

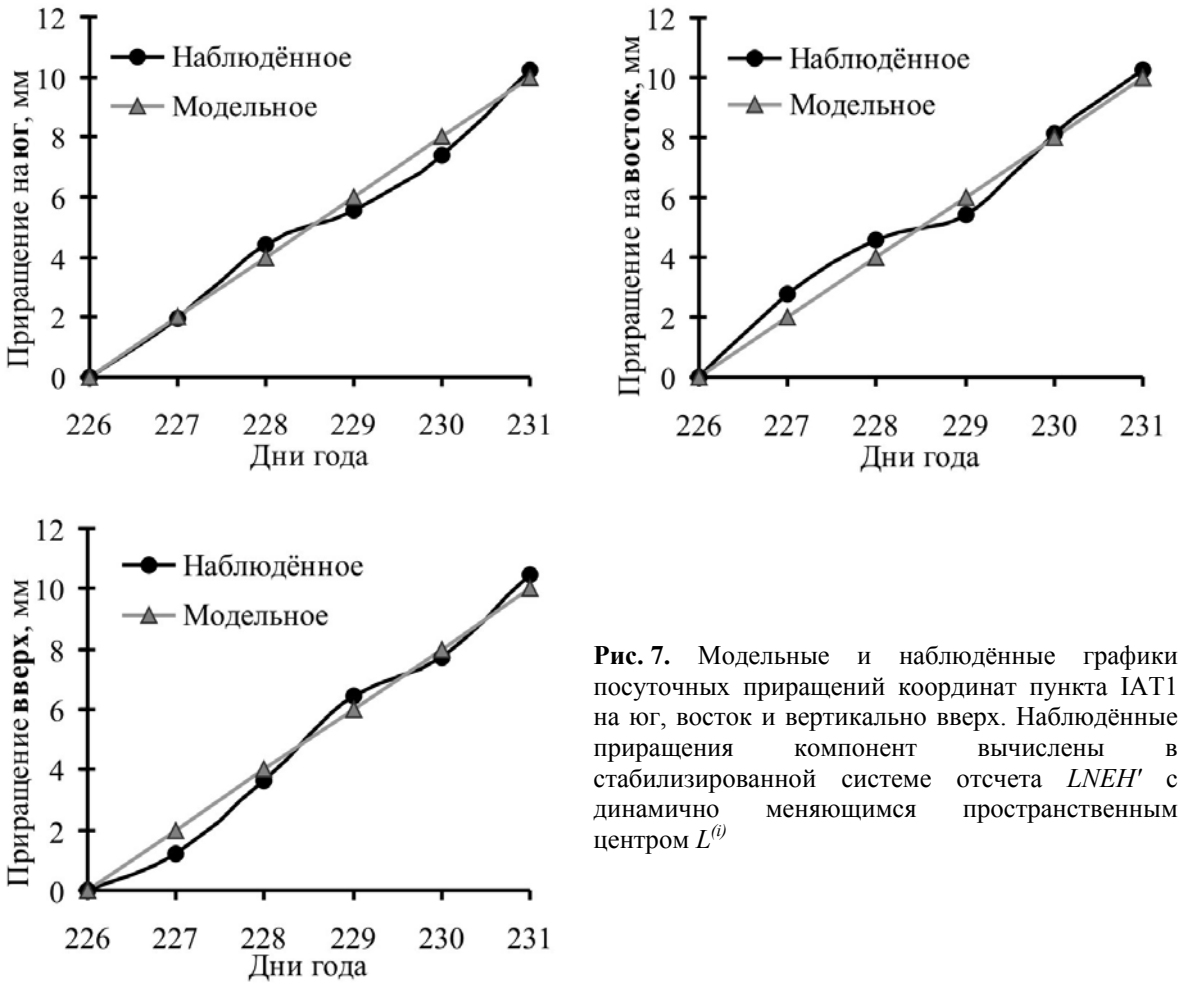


Рис. 7. Модельные и наблюдённые графики посуточных приращений координат пункта IAT1 на юг, восток и вертикально вверх. Наблюдённые приращения компонент вычислены в стабилизированной системе отсчета *LNEH'* с динамично меняющимся пространственным центром $L^{(i)}$

расхождений реальных смещений от движений по GPS данным по северной компоненте составляет ~0.62 мм, по восточной – ~0.78 мм, а по вертикали – ~0.80 мм.

На фоне возможности повышения точности определения относительных смещений GPS пунктов даже при суточном осреднении данных, следует обратить внимание на характерные расстояния между исследуемыми геодезическими реперами. Так, среднее и максимальное значения длин базовых линий между пунктами рис. 2 составляет ~772 м и ~1418 м соответственно. Возникает вопрос, сохранится ли столь высокая точность воспроизведения искусственных смещений антенны при использовании более удаленных пунктов для стабилизации данных? Для ответа на этот вопрос были проанализированы GPS данные (6-ти дней эксперимента) с 12 перманентных станций Центральной Азии, среднее и максимальное расстояния между которыми составляет ~521 и ~1677 км соответственно.

При этом было замечено, что в общем случае синхронность вариаций значений координат (XYZ) между GPS станциями проявляется тем хуже, чем дальше они находятся друг от друга. Точность воспроизведения движений антенны с 3D-корректором относительно разных групп стабилизирующих GPS станций, в разной степени удаленных от нее, приведены в таблице:

GPS пункты для стабилизации системы отсчета	Среднее расстояние, км	Средн. коэфф. корр. между коорд.	Точность воспроизведения движений по компонентам, мм		
			Северная	Восточная	Вертикал.
IAT3, IAT5, IATA	0.97	0.89	0.62	0.78	0.80
SELE, CHUM, POL2	139.63	0.86	1.34	0.86	3.62
KMTR, PODG, SHTZ	777.85	0.73	2.39	1.41	6.70

Табличные значения позволяют сделать вывод, что чем дальше находятся стабилизирующие станции от движущегося GPS репера, тем с меньшей точностью удается воспроизвести его смещения.

Благодаря 3D-корректору удалось получить GPS данные, имитирующие геодинамические движения репера в трехмерном пространстве. При этом оценена фактическая точность определения координат GPS методом при ежесуточных смещениях геодезического репера для различных способов преобразования координат. Обозначен оптимальный способ стабилизации временных рядов при посуточном осреднении данных. При этом абсолютные значения ошибок определения смещения репера по трем направлениям не превышают 1 мм.

Выявлено, что синхронность колебаний одноименных геоцентрических координат для различных GPS станций тем больше, чем ближе расположены эти станции друг к другу. Таким образом, удаленность GPS пунктов, стабилизирующих систему отсчета, от исследуемого объекта отрицательно влияет на точность определения его смещений.

Априорно известный режим пространственных смещений GPS пунктов данного эксперимента позволил выделить заведомо неподвижные реперы в качестве стабилизирующей системы отсчета.

Почему разнятся полученные значения при автоматизированной обработке G/G и значения, полученные на основе преобразованных геоцентрических координатах с применением тех же станций для стабилизации, пока сказать трудно.

Практическое применение данного подхода при анализе рядовых GPS измерений сопряжено с трудностью выбора пунктов для стабилизации системы отсчета, т.к. при этом не известны реальные параметры движений всех исследуемых пунктов. Немаловажное значение имеет возможность применения удаленных перманентных станций при стабилизации без существенного понижения точности. В виду этого есть все основания продолжать исследования в данном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

Зубович А. Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии: Дис. канд. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН 2001. 95 с.

Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука. 1984. 832 с.

Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.

Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. Vol. 384. P. 450–453.

Barkalova T.S., Kuzikov S.I. Variations of coordinates at GPS measurements on Tien Shan // Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes, APSG. Novosibirsk: APH "Geo". 2009. P. 66–71.

Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GAMIT: GPS Analysis at MIT. DEAPS. Release 10.3. Cambridge: MIT. 2009. 183 p.

Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. DEAPS. Release 10.3. Cambridge: MIT. 2009. 91 p.

МЕХАНИЗМЫ АФТЕРШОКОВ АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ В ЕГО ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ПЕРИОДА 2004 – 2005 гг

Х.М. Омар, Ю.Л. Ребецкий, С.С. Арефьев

Введение

Алтайское землетрясение 27 сентября 2003 г – сильнейшее на территории центральной России за последние десятилетия. По данным геофизической службы РАН землетрясение имело магнитуду M_s = 7.3, данные Гарварда дают значение M_w = 7.3.

Летом 2004 года с 25.06 по 01.09 лабораторией сильных землетрясений ИФЗ РАН было установлено 12 цифровых сейсмических станций. За время полевых наблюдений 2004 года было зарегистрировано более 1500 афтершкоков. Для создания каталога механизмов были выбраны 82 землетрясений, которые были зарегистрированы на 10 станциях и более. Полевые работы были продолжены в 2005 году с 11.08 по 14.09. В результате полевых работ 2005 года было зарегистрировано около 500 афтершоков. Из них было выбрано 28 землетрясения, которые были зарегистрированы на 8 станциях и более, чтобы определить механизмы очагов землетрясения. Цель определения механизмов – изучение сейсмогенной структуры очаговой области Алтайского землетрясения и анализ напряженного состояния в период афтершковой последовательности.

Полевые наблюдения 2004 - 2005 гг

Сеть временных сейсмических цифровых станций лаборатории сильных землетрясений ИФЗ РАН в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения представлена на рис. 1. Эпицентральные наблюдения проводились с использованием следующей аппаратуры:

- 4 автономных станции на базе цифрового 24-хбитного сейсмического автоматического регистратора СЕЙСАР-1 собственного производства с датчиками типа СМ и КМВ;
- 8 станций, входящих в радиотелеметрическую систему регистрации землетрясений производства США с датчиками типа СМ и КМВ;
- 5 автономных акселерографов SMACH производства Швейцарии.

Полевые наблюдения показали, в целом, хорошую работоспособность всего аппаратурного комплекса эпицентральных наблюдений. Некоторые сбои в регистрации отдельных станций не повлекли за собой перерыва в работе всей системы. Следует подчеркнуть, что регистрация в условиях высокой сейсмической активности позволяет быстро выявлять слабые места в аппаратуре и в организации наблюдений и устранять их. Работа в трудных полевых условиях дает возможность совершенствовать систему регистрации и методы сбора и обработки данных. В этом состоит дополнительное и весьма важное прикладное значение эпицентральных наблюдений.

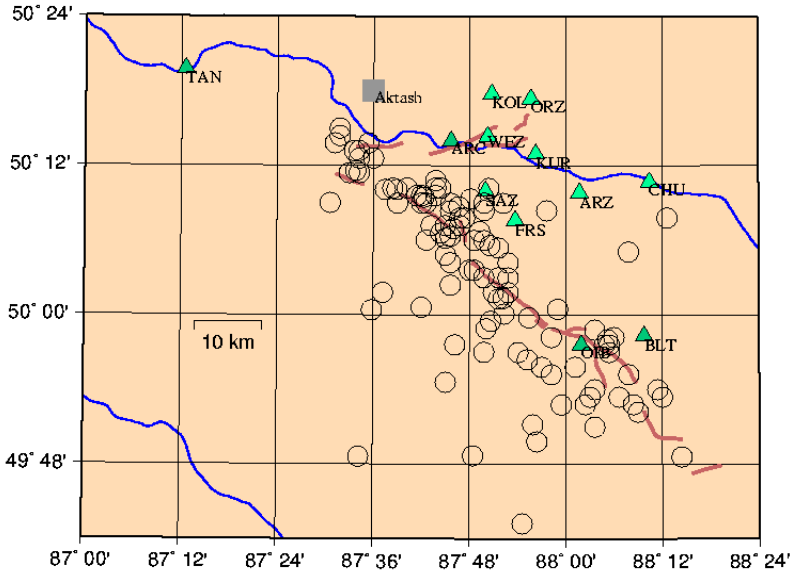


Рис. 1. Карта расположения станций (треугольники) и эпицентров для 110 афтершоков из каталога механизмов, которые зарегистрированы для Алтайского землетрясения 2003 г по данным сейсмической сети ИФЗ РАН. Прерывистые линии на рис. 2, г – разрывы на поверхности (по данным Е.А. Рогожина)

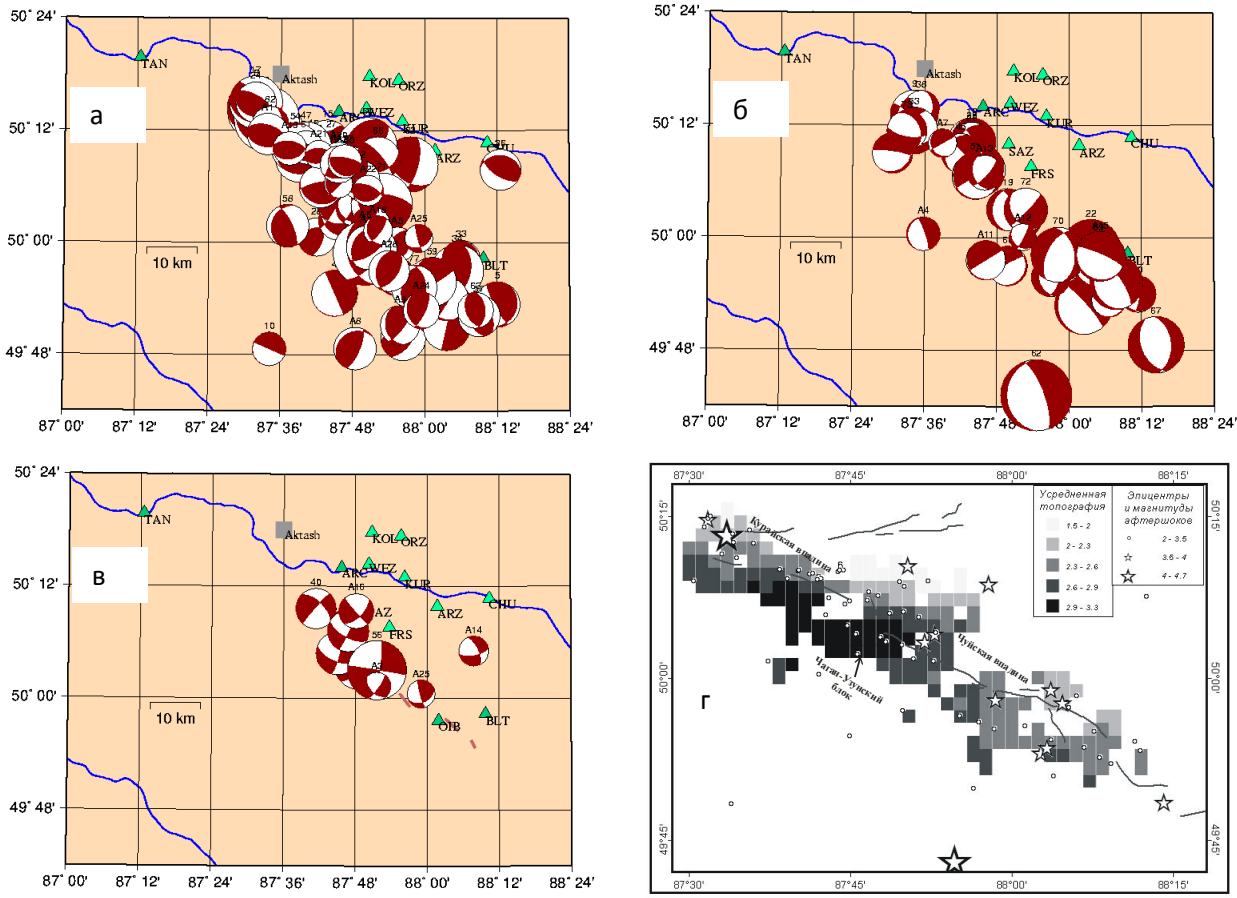


Рис. 2. Пространственное распределение афтершоков по типам фокальных механизмов: а) взбросы, б) сбросы, в) сдвиги. г – усредненная топография района исследования и распределение эпицентров очагов афтершоков (звездочками показаны наиболее сильные афтершоки. Прерывистые линии на рис. 2, г – разрывы, выделенные на поверхности сейсмотектоническим отрядом Е.А. Рогожина

Механизмы очагов афтершоков

Как выше уже было сказано из общего каталога зарегистрированных событий были отобраны записи 110 афтершоков для определения их механизмов. Карта распределения эпицентров этих землетрясений представлена на рис. 1. Для 110 афтершоков длина облака эпицентров составила 70 км, а ширина 22 км. Точная локация афтершоков показала, что расположение в пространстве находится в хорошем соответствии с выходом разрыва в очаге землетрясения на дневную поверхность.

Определение механизмов исследуемых афтершоков по данным о знаках их первых вступлений осуществлялось с использованием автоматизированной программы А.В. Ландера (ИПРИМ РАН). Используя стандартную классификацию на три типа механизмов для афтершоков, полученных в 2004 г: 50 являлись взбросам, 26 – сбросами и 6 – сдвиги. Более половины – 61% от общего числа событий взбросы, 32% – сбросы, 7% – сдвиги. Тип механизма очагов афтершоков, полученных в 2005 г: 18 взбросы, 6 сбросы и 4 сдвиги. Здесь 64% взбросы, 22% сбросы, 14% сдвиги. На рис. 2, а - в показаны механизмы афтершоков, разделенные на три указанных типа. На рис. 2, г показаны эпицентры афтершков из катталога механизмов на фоне усредненной топографии в масштабе, отвечающем результатам осреднения реконструируемых напряжений (5-8 км), и распределение эпицентров афтершоков из каталога механизмов, которые были использованы для реконструкции и напряжений. Видно, что механизмы очагов афтершоков, характеризуемые как сдвиги, находятся только в коре средней части исследуемого района – вблизи Чаган-Узунского блока (рис. 2, г), а сбросы и взбросы занимают все пространство. Сильные афтершоки (рис. 2, г) распределены в коре Курайской и Чуйской впадин и не попадают в область ближайшего окружения Чаган-Узунского блока.

Результаты реконструкции напряжений

Реконструкция напряжений осуществлялась с использованием автоматизированной программы STRESS_seism, которая реализует алгоритм метода катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 1999, 2001, 2003, 2005, 2007, 2009]. В основе МКА лежат положения теории пластичности, требующие уменьшения внутренней упругой энергии при реализации каждого разрыва и достижения максимума диссипации этой энергии на совокупности разрывных смещений для истинного тензора напряжений. МКА состоит из четырех этапов, позволяя оценивать величины напряжений. В данной работе был реализованы только первый этапа метода и получены данные об эллипсоиде напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций. В процессе реконструкции определение напряжений осуществлялось в квазиоднородных доменах коры на основе выделения для них однородных выборок механизмов очагов афтершоков при минимально числе из 6 землетрясений. Общее число таких доменов составило 198.

Из рис. 3, в следует, что оси максимального девиаторного сжатия и растяжения в коре Курайской впадины (северо-западный сегмент афтершоковой области) имеют стабильное практически одинаковое простирание, ортогональное простиранию разрывов, но погружаются в диаметрально противоположных направлениях. Здесь более крутое погружение имеют оси напряжений σ_1 . Подобная ситуация с параллельность простирания этих осей отмечается в коре концевой восточной части афтершоковой области (Чуйская впадина), но здесь уже более крутое погружение имеют оси σ_3 . Различием этих двух участков является то, что оси этих двух главных напряжений имеют разное погружение. Если на западном участке σ_3 погружаются на северо-восток, то на восточном – на юго-запад. Отметим, что оси промежуточного главного напряжения ориентированы здесь параллельно простиранию разрывов на поверхности исследуемой области.

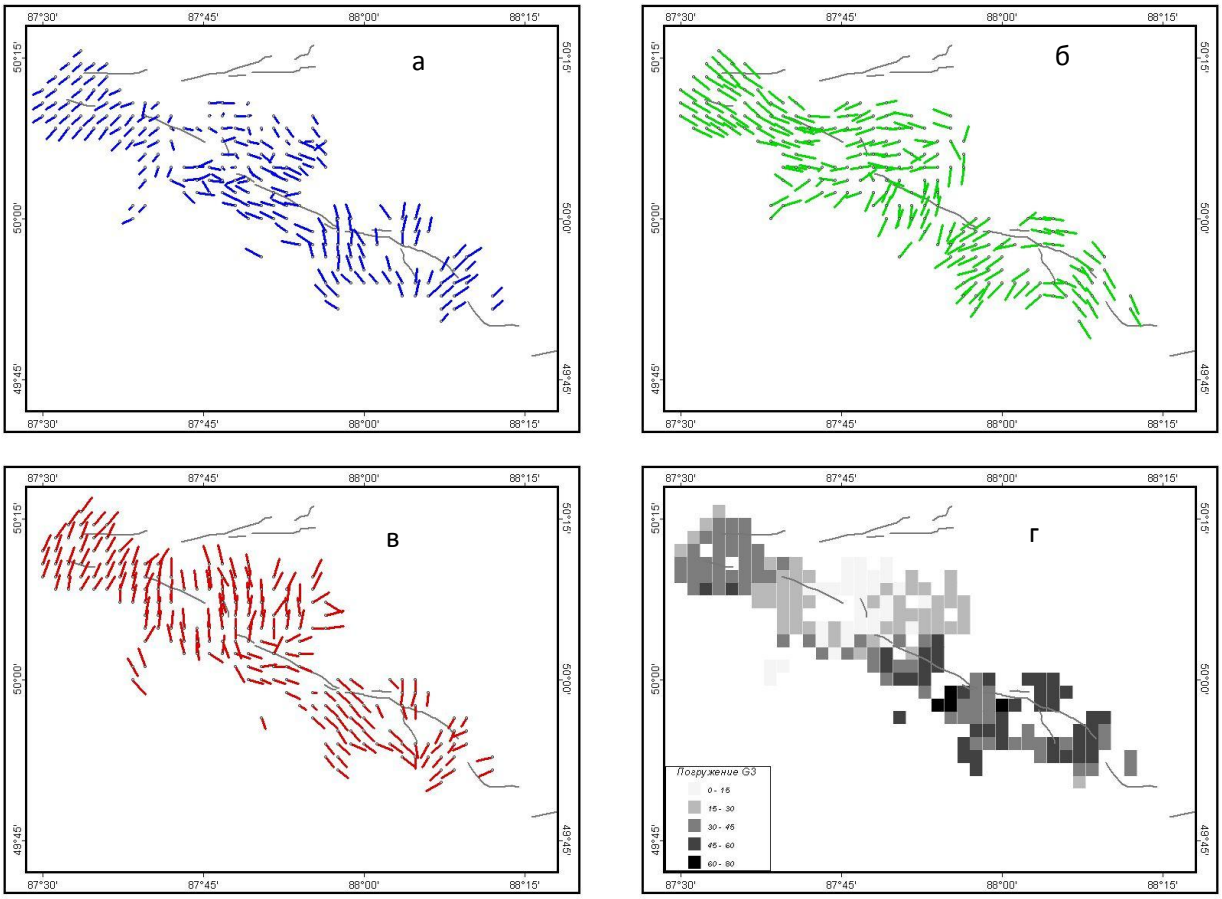


Рис. 3. Проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений σ_1 (а), σ_2 (б), σ_3 (в) и районирование по величине угла погружения оси максимального сжатия σ_3 (г)

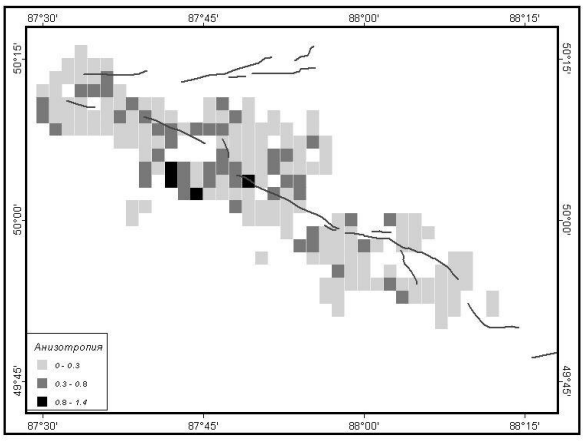


Рис. 4. Районирование коры по степени анизотропии – различие эллипсоидов напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций

Вблизи границы Курайской впадины и Чаган-Узунского блока северо-восточное простирание осей максимального сжатия сменяется на субмеридиональное, сохраняющееся практически до границ этого блока с Чуйской впадиной. На участке коры в окрестности Чаган-Узунского блока. На участке Чаган-Узунского блока оси σ_1 и σ_2 имеют менее стабильную ориентацию, чем σ_3. Здесь σ_1 может изменять свою ориентацию от субвертикальной до пологой. Вновь стабильная ориентация всех главных осей наблюдается в коре Чуйской впадине к востоку от границы с ней Чаган-Узунского блока. Оси этого напряжения имеют на достаточно коротком участке вдоль разломов имеют с начала простирание, параллельное разрывам поверхности, а затем они постепенно разворачиваются, принимая ортогональное к ним простирание. На этих участках оси максимального сжатия за малым исключением имеют простирание, параллельное поверхностным разрывам.

На рис. 3, г показано районирование исследуемого участка коры по значениям угла погружения оси максимального сжатия. Видно, что вся область делится на три сегмента: западный (кора Курайской впадины) со средней крутизной погружения (30-45^o);, центральный (кора вблизи Чаган-Узунского блока) с пологим погружением (менее 15 ^{o}); западный (кора Чуйской впадины) с достаточно крутым погружением (более 45^o).

Необходимо отметить аномальное простирание оси максимального сжатия параллельное простиранию разрывов в коре Курайской впадины южнее основного облака афтершоков. Возможно эти участки определяют напряженное состояние коры вдали от очага Алтайского землетрясения.

МКА при расчете параметров эллипсоида напряжений независимо, но связано определяет и параметры эллипсоида приращений сейсмотектонических деформаций [Ребецкий, 2007]. Эти данные позволяют оценить насколько похожи указанные эллипсоиды. Степень похожести характеризуется скалярным параметром, распределение которого для коры исследуемой области представлено на рис. 4. Как видно из распределения данного скалярного параметра участок коры Чаган-Узунского блока имеет наибольшие различия в параметрах указанных эллипсоидов.

Указанные выше особенности в ориентации главных осей напряжений отразились в районировании афтершоковой области по геодинамическим режимам (тип напряженного состояния), представленном на рис. 5, а. Здесь выделяются два типа геодинамических режимов. Первый, охватывающий северо-западный сегмент коры афтершоковой области (Курайская впадина и Чаган-Узунский блок), отвечает горизонтальному сжатию. Второй, отвечающий коре юго-восточного сегмента, выражен как вертикальный сдвиг, но для этого участка отмечаются также режимы горизонтального растяжения и сжатия, для которых режима вертикального сдвига является пограничным.

Как следует из рис. 5, б вид тензора напряжений в основном чистый сдвиг, а также смежные с ним виды с небольшой компонентой одноосного сжатия и растяжения. Отметим, что в коре вблизи Чаган-Узунского блока имеется ряд определений тензора напряжений, близкие к одноосному сжатию.

На рис. 6 представлена ориентация и величины компонент тензора напряжений в системе координат связанной с осью на зенит и латеральной плоскостью. Видно, что оси максимального латерального сжатия в коре вблизи Чаган-Узунского блока ориентированы субортогонально

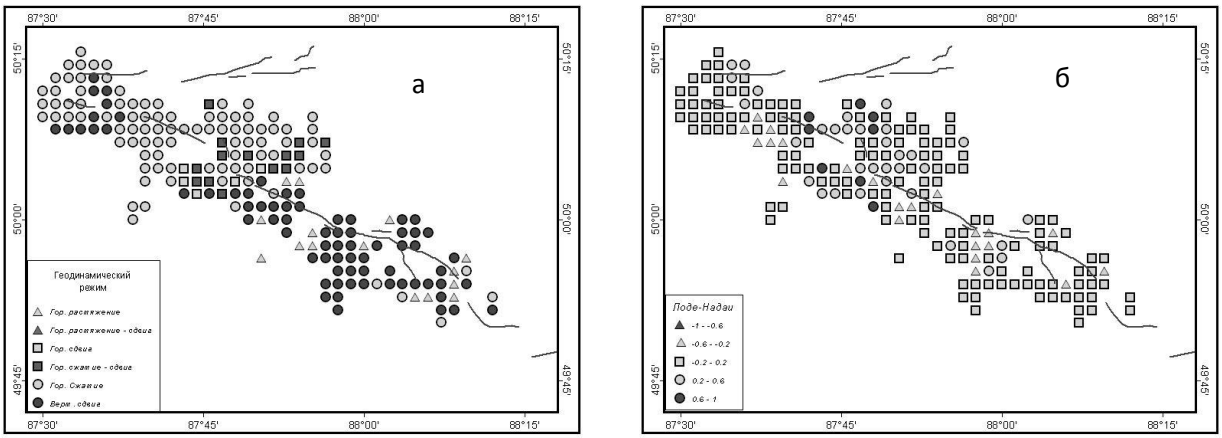


Рис. 5. Районирование афтершоковой области по геодинамическому режиму (а) и виду тензора напряжений – коэффициент Лоде - Надаи (б)

простиранию разломов. При этом значения сжатия здесь максимальное в сравнении с корой Чуйской и Курайской впадин. В коре Чуйской впадины эти напряжения ориентированы параллельно простиранию разрывов, что определяет ориентацию минимального сжатия ортогонально им. В коре Курайской впадины оси максимального сжатия ортогональны разрывам также как и для Чаган-Узунского блока, но величина сжатия здесь существенно меньше.

Ориентация поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках делит всю афтершоковую область на три участка. В коре Курайской впадины эти касательные напряжения достаточно большие (близки к максимальным касательным) и ориентирваны на юго-запад, а в коре Чуйской впадины расходятся веером от меридионального направления на северо-запад и северо- восток. В коре вблизи Чаган-Узунского блока эти напряжения наименее интенсивны и имеют ориентацию более хаотичную, но все таки здесь можно выделить кольцевую компоненту в распределении поддвиговых касательных напряжений (Гольдин С.В.; Стефанов Ю.П.).

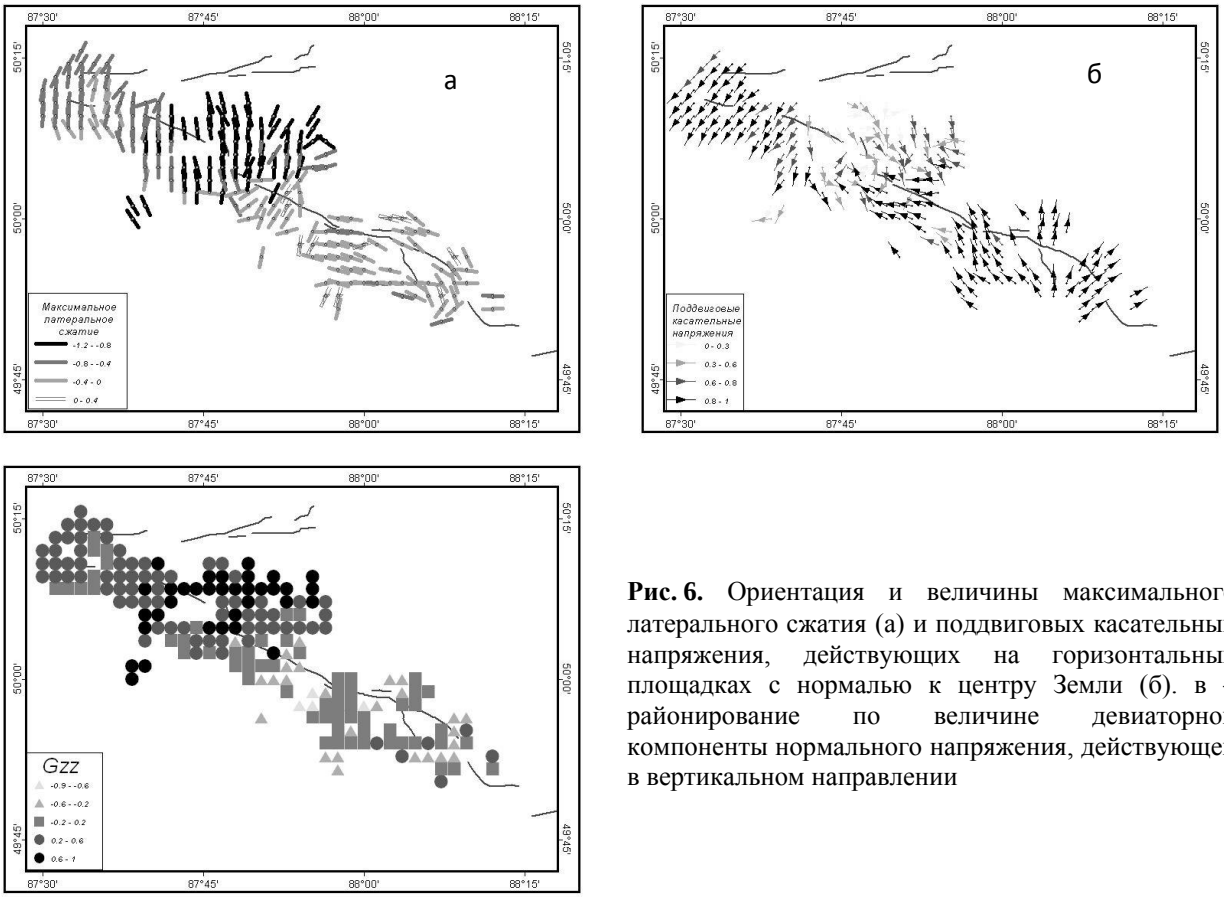


Рис. 6. Ориентация и величины максимального латерального сжатия (а) и поддвиговых касательных напряжения, действующих на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли (б). в – районирование по величине девиаторной компоненты нормального напряжения, действующей в вертикальном направлении

Из рис. 6, в видно, что кора Чуйской впадины испытывает небольшое вертикальное укорочение (отрицательные значения вертикальной компоненты девиаторных напряжений), а Курайской впадины небольшое вертикальное удлинение. В коре окрестности Чаган-Узунского блока существуют наибольшие значения вертикального удлинения.

МКА позволяет уже после первого этапа реконструкции произвести выбор одной из двух нодальных плоскостей, которая является очагом землетрясения. Теория этого подхода связана с кулоновыми напряжениями, которые для плоскостей трещин, находящихся вблизи плоскости внутреннего скола, имеет наибольшие значения. По результатам такого анализа около 50% афтершоков имели одну из нодальных плоскостей вблизи плоскости скалывания,что позволило осуществить для них выбор очагов. На рис. 8 показаны карты механизмов очагов землетрясений для 82 афтершоков на Алтае в период с 25.06.2004 по 30.08.2004, где для таких землетрясений реализованная плоскость показана жирной линией. Для северо-западного сегмента (рис. 8, а) исследуемого районе большинство реализованных плоскостей имеет простирание от 295˚ до 320˚, падение от 36˚ до 73˚, при подвижке от 92˚ до 107˚. В центральном и юго-восточном сегментах (рис. 8, б, в) есть плоскости подобной и субортогональной ориентации.

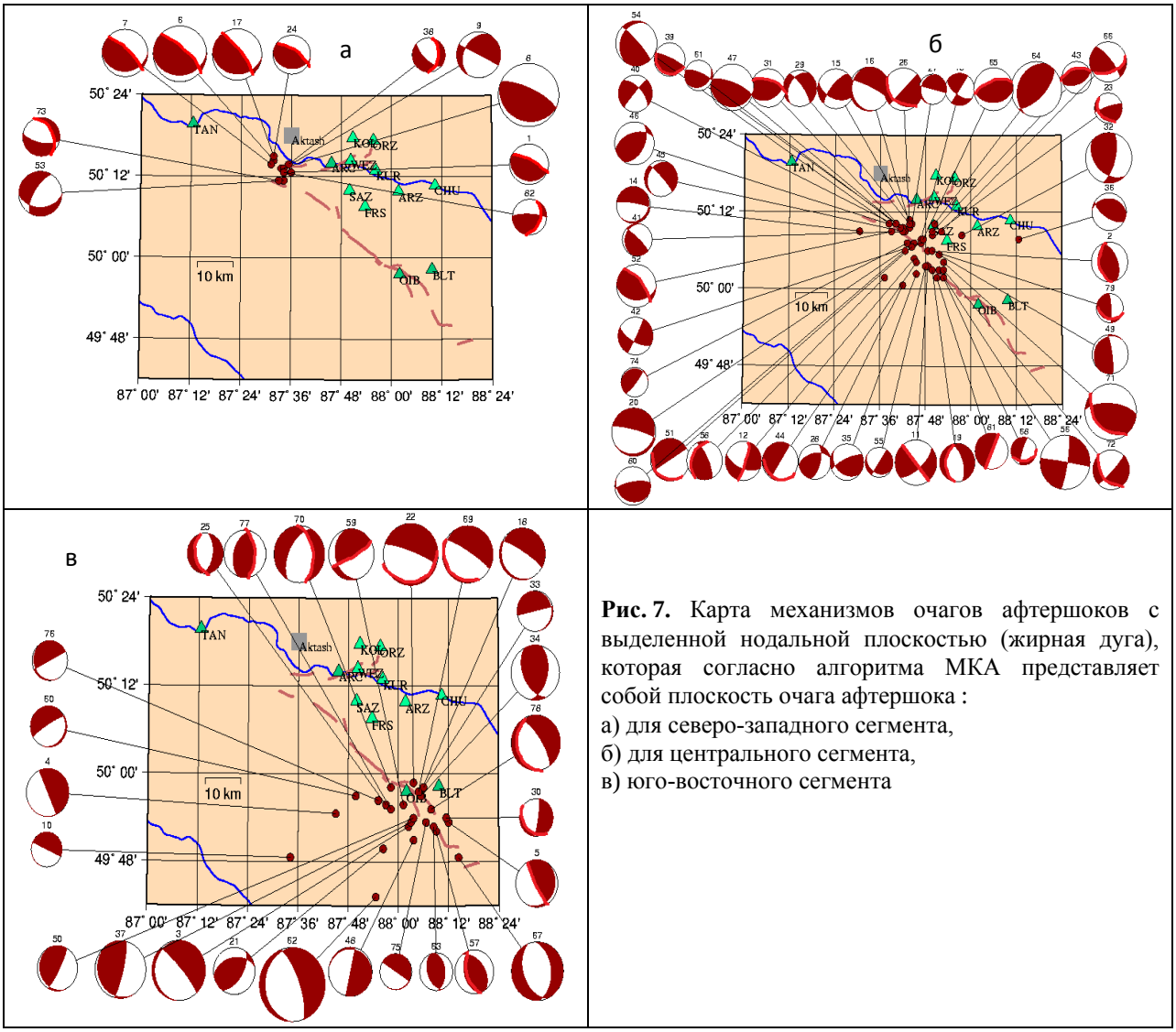


Рис. 7. Карта механизмов очагов афтершоков с выделенной нодальной плоскостью (жирная дуга), которая согласно алгоритма МКА представляет собой плоскость очага афтершока :
а) для северо-западного сегмента,
б) для центрального сегмента,
в) юго-восточного сегмента

Выводы

Результаты обработки позволяют сделать следующие выводы:

-точная локализация афтершоков показала, что расположение в пространстве находится в хорошем соответствии с выходом разрыва в очаге землетрясения на дневную поверхность.

-по данным об 110 афтершоках, которые зарегистрированы на 8 станции и более на Алтае 2004 и 2005 гг, очаг землетрясения имел следующие размеры: длина 70 км, ширина 22 км.

- на Алтае 2004 г получен следующий тип механизмов очагов землетрясений: 50 взбросов, 26 сбросов, 6 сдвигов. Более половины событий взбросы 61% (от общего числа событий), сбросы 32%, сдвиги 7%.

- в 2005 г получен следующий тип механизмов очагов землетрясений: 18 взбросов, 6 сбросов, 4 сдвигов. Более половины событий взбросы 64% (от общего числа событий), сбросы 22%, сдвиги 14%.

- самое сильное землетрясение во время экспедиция было зарегистрировано 12 августа 2004 г в 16:51:44 с магнитудой M_L=4.64, глубиной очага землетрясения 7 км, где V_P =6.25 км/сек при типе механизма очага землетрясения - сброс.

- гипоцентры афтершоков наиболее часто находятся на глубинах 4-8 км, где скорость Р волн 5.83 км/сек, самый глубокий очаг землетрясение был зарегистрирован 14 августа 2004 г в 09:51:26 с магнитудой M_L=3.93 и достигал глубины 17.23 км, где V_P =6.25 км/сек, и тип механизма очага землетрясения был взброс.

Благодарности. Авторы благодарят А.В. Ландер за его программу для механизмов очага землетрясения и благодарят всех сотрудников, которые выполнили полевые работы. Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 11-05-00361.

ЛИТЕРАТУРА

Арефьев С.С., Погребченко В.В., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г. Предварительные результаты сейсмологических наблюдений в эпицентральной зоне. Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г // Материалы предварительного изучения. М.: изд. ИФЗ РАН. 2004. С. 61-67.

Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Погребченко В.В. О геометрии очаговой зоны Алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г // Геофизические исследования. 2005. вып. 1. С. 16-26.

Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаги и Афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика земли. 2006. NO 2. С. 85-96.

Арефьев С.С., Быкова В.В. Алтайское землетрясение 2003г: очаг и афтершоки // Тезисы докладов всероссийской конференции, Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. М.: 2008. Т. 2. С. 211-213.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Особенности строения эпицентральной зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным метода сейсмической томографии с двойными разностями // Активный геофизический мониторинг Литосферы земли, Материалы 2-го Международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г. Академгородок, г. Новосибирск. Новосибирск: Изд. СО РАН 2005.

Лисейкин А.В., Соловьев В.М. Глубинное строение очаговой зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным от Афтершоков, Активный геофизический мониторинг Литосферы земли // Материалы 2-го Международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г. Академгородок, г. Новосибирск, Новосибирск: Изд. СО РАН 2005.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Чуйское землетрясение (Горный Алтай, 27 сентября 2003 г., M_s=7.3) и неотектоническая структура Афтершоковой области // Геодинамика и Геоэкология высокогорных регионов в XXI Веке, Выпуск 3, Сборник материалов третьего Международного симпозиума 30 октября-6 ноября 2005 г. Москва-Бишкек: 2008.

Еманов А.А., Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Фатеев А.В. Структура Афтершокого процесса Чуйского землетрясения // Разломообразование и Сейсмичность в Литосфере: Тектонофизические концепции и следствия, Материалы Всероссийского совещания (18-21 августа 2009 г). Т 1. Иркутск: 2009.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С. 28-35.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003. Т 3, № 2. С. 237-241.

Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев. С. 39-54.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический Журнал. 2009. Т. 31, № 2. С. 93-106.

Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Доклады РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 397-402.

Catherine Dorbath, Jérôme Van der Woerd, Sergei S. Arefiev,Eugene A. Rogozhin, and Janna Y. Aptekman., Geological and Seismological Field Observations in the Epicentral Region of the 27 September 2003 Mw 7.2 Gorny Altay Earthquake (Russia). Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 98, No. 6, pp. 2849–2865, December 2008, doi: 10.1785/0120080166.

Edwin Nissen, Brian Emmerson, Gareth J. Funning, Anatoly Mistrukov, Barry Prsons, David P. Robinson, Eugene Rogozhin and Tim J. Wright, Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes-dextral strike-slip and anticlockwise rotation in the northern India-Eurasia collision zone. Geophys. J. Int. (2007) 169, 216-323, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03286.x.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВЫХ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

И.О.Павлов, А.В. Никитенко, В.А. Корчемагин

Донецкий национальный технический университет (ДонНТУ), МОН, Украина geolog@dgtu.donetsk.ua.

Структурно-тектонофизические исследования в различных районах Восточной Тувы проводились в период с 2000 по 2005 гг (рис. 1). В результате для некоторых из них были выполнены реконструкции параметров тектонических полей напряжений (прежде всего ориентировок осей главных нормальных напряжений).

Реконструкции выполнялись кинематическим методом, разработанным О.И. Гущенко и усовершенствованным В.А. Корчемагиным. Метод основан на анализе трещинных структур разрушения. В нем в качестве основных параметров используются данные о пространственных ориентировках сколовых тектонических разрывов и векторов сдвиговых смещений по ним. Суть метода детально описывается в работах [Гущенко, 1973, 1979; Корчемагин и др., 1982].

Восстановленное по тектонической трещиноватости поле напряжений является последним по времени действия и относится к самому низкому структурному уровню. В иерархическом ряду структурных уровней эти напряжения занимают самое низкое положение и называются локальными. Выход на тектонические напряжения следующего, более высокого, структурного уровня, с действием которого можно связывать формирование крупных структурных деформационных элементов, осуществляется путём статистической обработки всей совокупности восстановленных осей напряжений локального уровня.

В этом случае нахождение статистически среднего положения главных осей тектонических напряжений основывается закономерностями пространственной переориентации осей главных напряжений в окрестностях формирующегося разрыва. В многочисленных экспериментах, проведенных в своё время в лаборатории тектонофизики ИФЗ, максимальный угол отклонения для каждой из осей главных нормальных напряжений от своего первоначального положения (состояние

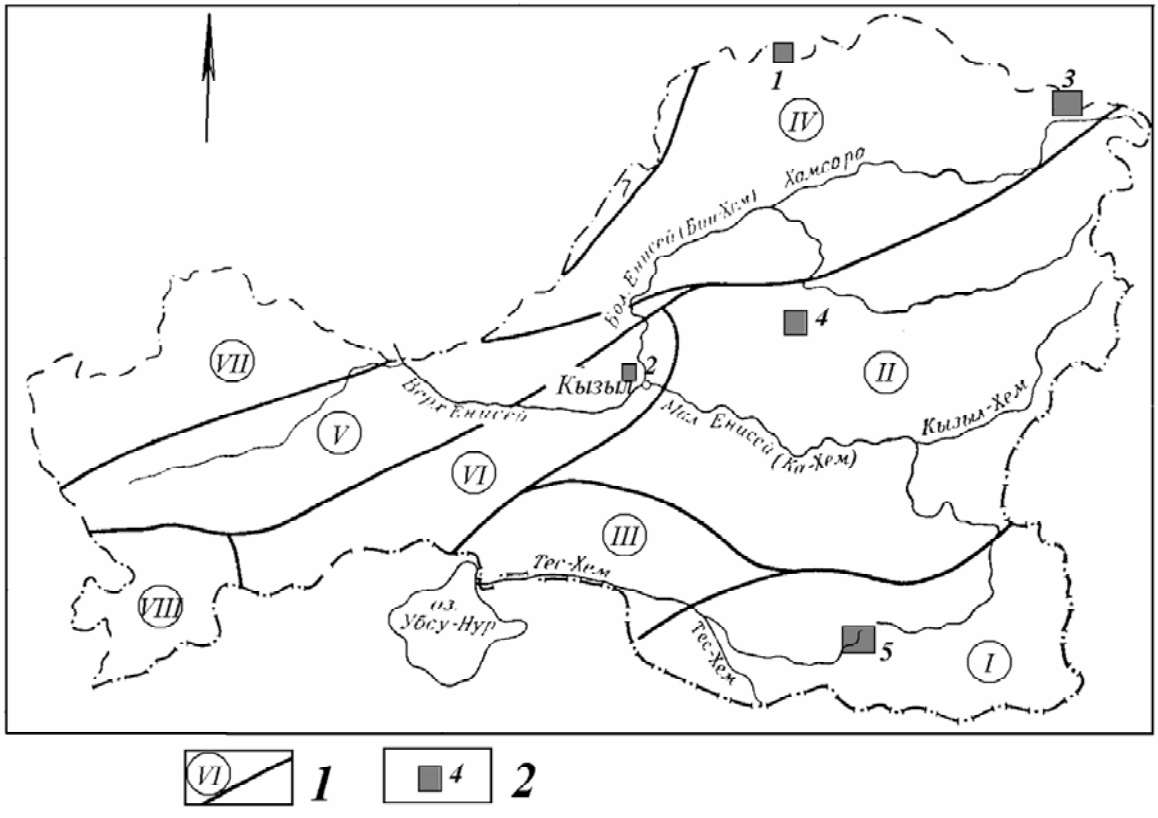


Рис. 1. Схема расположения участков исследований. 1 – структурно-фациальные зоны: I – Сангиленская, II – Каахемская, III – Восточно-Таннуольская, IV – Куртушибинско-Хамсаринская, V – Хемчикская, VI – Центрально-Тувинская, VII – Западно-Саянская, VIII – Горно-Алтайская; 2 – участки исследований

до появления разрыва) не превышает 45°. И вся совокупность допустимых локальных положений каждой из осей напряжений ограничивается 90° секторами рассеивания, расположенными ортогонально друг к другу. Причем в секторах одной оси совершенно запрещено положение оси другого знака.

Территория, на которой проводились исследования, представляет собой области преимущественно салаирской и каледонской складчатости, за исключением Сангиленского блока, где развиты складчатые сооружения байкалид.

Участок 1. Месторождение Октябрьское. Кварцево-жильное золоторудное месторождение «Октябрьское» расположено в верховьях р. Алгияк (Куртушубинская зона [Кудрявцев, 1966]). В геологическом строении участка принимают участие метаморфические, осадочные и вулканогенные породы джебашской свиты PR_3 и чингинской свиты $V\text{-}Є_1$, представленные различными сланцами (угеродисто-кремнистыми, хлорит-альбит-кремнистыми), алевролитами, песчаниками, гравелитами, зеленокаменно измененными и рассланцованными эффузивами основного состава. Эти породы прорываются многочисленными небольшими штокообразными и дайкообразными телами габбро-диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов изинзюльского комплекса (рис. 2).

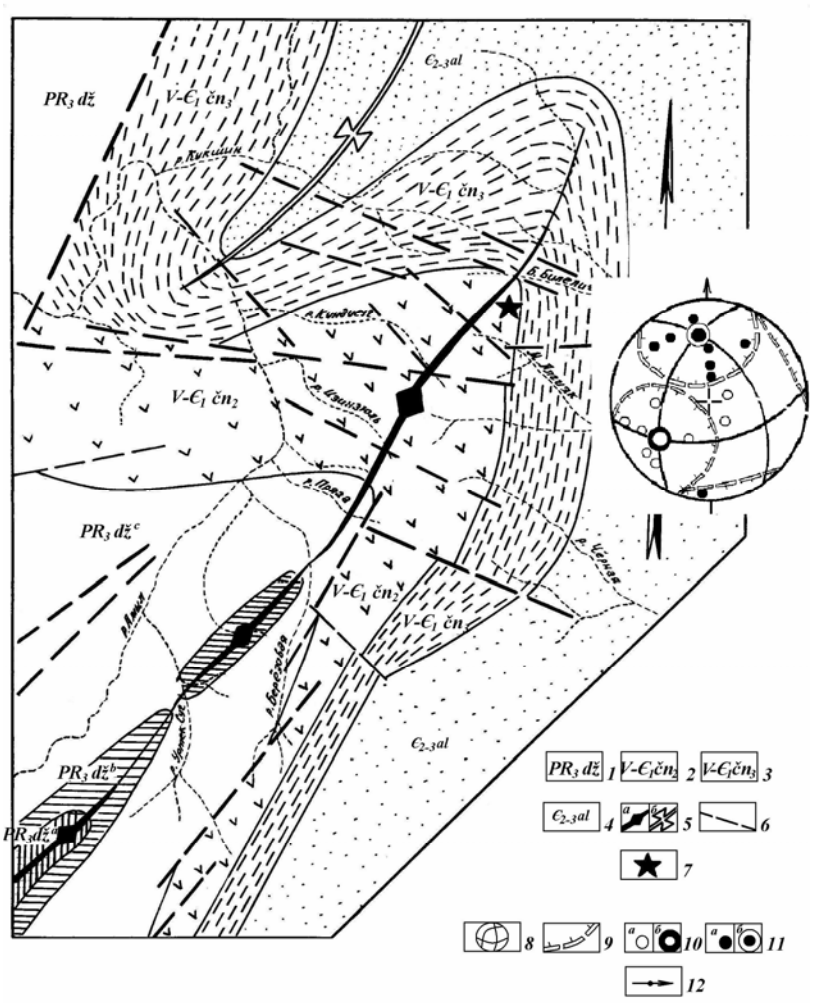


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Амыло – Систиг-Хемского золоторудного узла. 1 – джебашская серия (пачки a, b, c): различные орто- и парасланцы с прослоями кварцитов и известняков; 2, 3 чингинская свита – средняя подсвита (2): метаморфизованные эффузивы основного состава с прослоями метаморфических сланцев, верхняя подсвита (3): метаморфические сланцы разного состава с прослоями эффузивов основного и кислого состава; 4 – аласугская серия: алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты; 5 – оси складок: антиклинальных (а), синклинальных (б); 6 – тектонические разрывы; 7 – месторождение «Октябрьское». На стереограммах: 8 – плоскости действия главных нормальных напряжений; 9 – конические поверхности, ограничивающие области развития одноименных осей; 10 – ось максимального растяжения σ_1: локального уровня (а), мезорегионального уровня (б); 11 - ось максимального сжатия σ_3: локального уровня (а), мезорегионального уровня (б); 12 – полюса разрывов и направление вектора смещения ним

В структурном плане месторождение приурочено к северо-восточному переклинальному замыканию крупной Кудбайской антиклинали. Ось складки имеет северо-восточное простирание, а её осевая плоскость в районе замыкания опрокинута на юго-восток. Геологическая структура усложняется системой поперечных (северо-западных) и продольных (северо-восточных) разломов. Кинематика разрывов самая разнообразная. Среди них преобладают сбросы, сбросо-сдвиги, реже встречаются взбросы и взбросо-сдвиги. При этом по широтным и северо-западным разрывам преобладают сбросы и взбросы, а по меридиональным и северо-восточным – левые сдвиги и сбросо-(взбросо-)сдвиги.

Восстановленное для района поле в целом можно охарактеризовать как взбросо-(сбросо) сдвиговое. Оси главных нормальных напряжений имеют следующую ориентировку: ось растяжения σ_1 – аз. пад. 52° ∠40°, ось сжатия σ_3 – аз. пад. 170° ∠30°.

Участок 2. Близкое по ориентировке осей главных нормальных напряжений поле было реконструировано у северо-западной окраины г. Кызыла. Данная площадь относится к Центрально-Тувинской зоне. В структурном плане она приурочена к Тувинскому прогибу в разрезе которого преобладают среднепалеозойские, преимущественно девонские отложения. В окрестностях Кызыла широко распространены угленосные юрские отложения (Рис. 3). Здесь в береговых обрывах р. Енисей и дорожных врезах обнажается терригенная толща, представленная ритмично переслаивающимися в разрезе песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На исследованном участке породы залегают моноклинально, полого погружаясь на северо-запад (аз. пад. 330-340° ∠10-12°). Восстановленное поле напряжений характеризуется следующей ориентировкой осей: ось растяжения σ_1 – аз. пад. 204° ∠42°, ось сжатия σ_3 – аз. пад. 344° ∠42°.

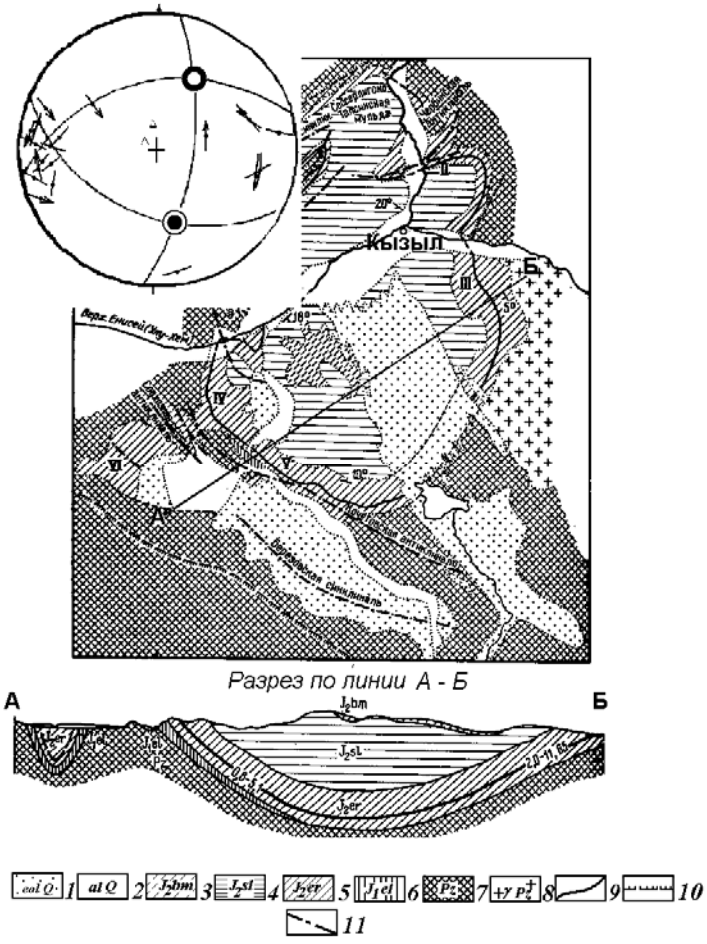


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Улухемского бассейна. 1 – пески закрепленные; 2 – пески и галечники аллювиальные; 3–6 – юрская угленосная толща; 7 – палеозойская группа пород (кембрийские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения); 8 – гранитоиды таннуольского комплекса; 9 – выход угольного пласта «Улуг»; 10 – тектонические разрывы; 11 – оси структурных элементов

Участок 3. Полевые исследования проводились в юго-восточном крыле Кандатского разлома на территории республики Тыва, в бассейне р. Бедий (правый приток р. Хамсара). Район расположен на самом северо-востоке Куртушубинско-Хамсаринской [Кудрявцев, 1966] структурно-фациальной зоны Тувы. Здесь широко развиты нижнепалеозойские интрузии гранитов и диоритов, прорывающие нижнекембрийские отложения, представленные андезитовыми порфиритами и их туфами с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков. Вся толща нижнепалеозойских пород в свою очередь прорывается порфировидными девонскими гранитами. В верховьях р. Бедий эта толща по зоне Кандатского разлома контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. Замеры тектонической трещинватости выполнялись во всех комплексах и петрографических разностях пород. Было установлено, что среди тектонических сколов различных структурных уровней преобладают сдвиги либо сбросо(взбросо-)-сдвиги. При этом по северо-западным и субширотным разрывам были зафиксированы провосдвиговые смещения. Северо-восточные и субмеридиональные разрывы в большинстве своём являются левыми сдвигами, реже – левыми сбросо (взбросо)-сдвигами. Восстановленное для района поле по ориентировке осей главных нормальных напряжений является сдвиговым: ось сжатия σ_3 субгоризонтальна – аз. пад. 145° ∠15°, ось растяжения σ_1 – аз. пад. 242° ∠30° (рис. 4).

Участок 4. Участки расположены в Каа-Хемской структурно-фациальной зоне, в бассейне левых притоков Большого Енисея – р. О-Хем. Территория сложена верхнепротерозойскими отложениями: демержинской свитой $R_{2\text{-}3}dm$ (метатерригенная толща с небольшим количеством туфогенного материала), ойнинской свитой R_3on (преимущественно метавулканиты основного, реже кислого состава с небольшой примесью терригенных пород) и охемской свитой $V\text{-}Є_1oh$ (метаалевролиты, песчаники и конгломераты). Рифейские породы содержат межпластове силлы и прорываются небольшими штокообразными телами метагаббро харальского комплекса R_3hr. Породы смяты в складки различного масштаба преимущественно северо-западной ориентировки и разбиты продольными субширотными – северо-западными разрывами (Рис. 5). По северо-западным разрывам преобладают правосдвиговые (иногда с небольшой сбросовой составляющей) смещения, по широтным – взбросы и надвиги. Поле напряжений, восстановленное для О-Хемского района, является сдвиговым: ось сжатия σ_3 здесь близгоризонтальна – аз. пад. 165° ∠6°, ось растяжения σ_1 – аз. пад. 75° ∠20°.

Участок №5. Участок расположен в верховьях р.Нарын, в пределах Сангиленской структурно-фациальной зоны Тувы [Кудрявцев, 1966] (Рис. 6). В геологическом строении района участвуют докембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, которые относятся к чартысской и нарынской свитам верхнего протерозоя. Породы образуют открытую синклинальную складку в ядре которой залегают слабо дислоцированные породы нарынской свиты. В районе преобладают

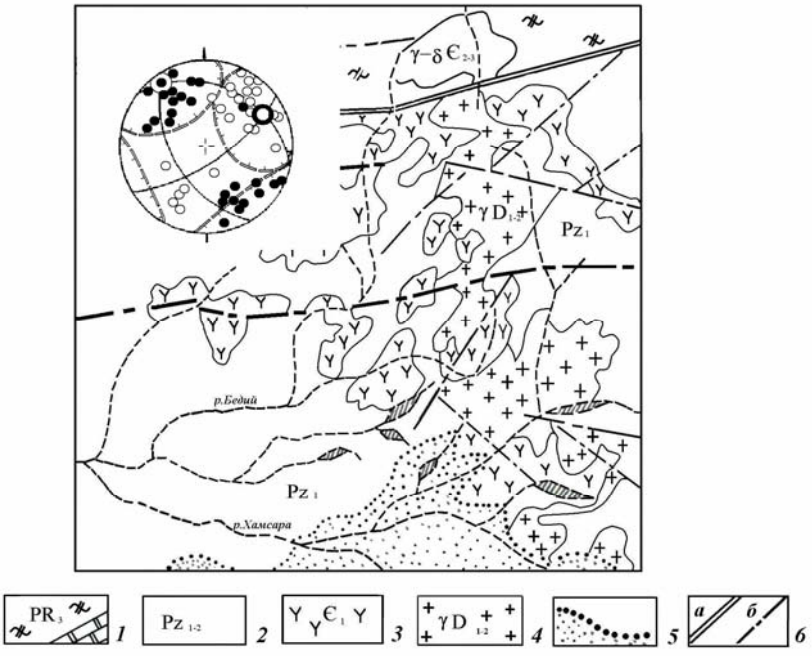


Рис. 4. Схематическая геологическая карта верховьев р. Бедий. 1 – верхнепротерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мрамора; 2- нижнепалеозойские диориты и граниты; 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы $Є_1$; 4 – раннедевонские граниты; 5 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 6 – тектонические разрывы: Кандатский разлом (а), разломы более низкого структурного уровня (б). Условные обозначения для стереограммы см. рис. 2

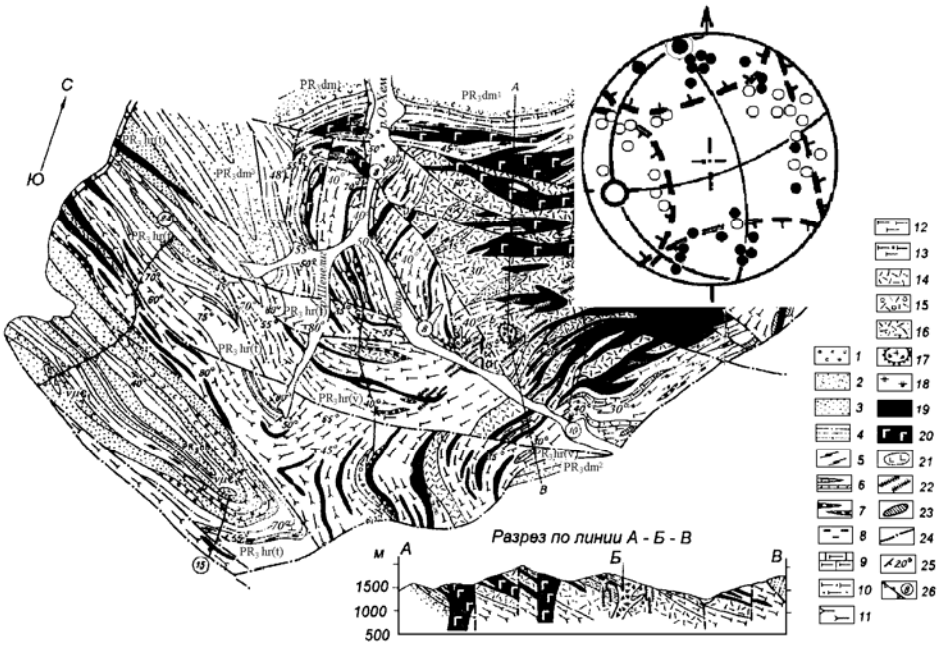


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Ойнинско - Охемской площади. 1–10 – осадочные и туфогенно-осадочные породы демиржинской, харальской и охемской свит PR_3: конгломераты, песчаники, алевролиты, углеродистые сланцы, известняки, железистые кварциты, яшмоиды, известковистые и алевритистые туффиты; 11-20 – вулканогенные породы харальского вулканического комплекса: метабазальты и их туфы, метариолиты и их туфы, субвулканические интрузии метадиабазов и метагаббро, гипабиссальные интрузии метагаббро; 21 – нижнекембрийские субвулканические интрузии метадиабазов; 22 - дайки диабазов девонского вулканического комплекса; 23 – тела метасоматических кварцитов и окремненных пород; 24 – дизъюнктивные нарушения; 25 – элементы залегания пород; 26 – линии опорных геологических разрезов. Условные обозначения для стереограммы см. рис. 2

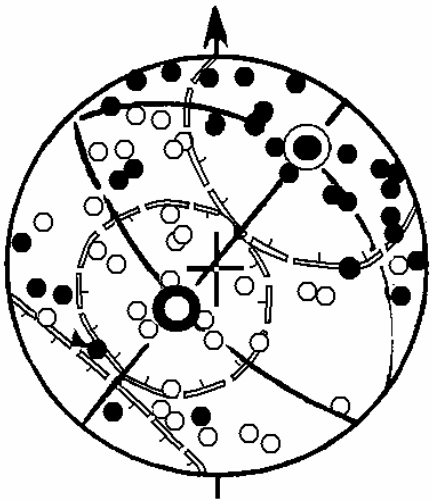


Рис. 6. Реконструкция поля напряжений для нагорья Сангилен. Условные обозначения на рис. 2

тектонические разрывы северо-западной ориентировки. По ним устанавливаются преимущественно надвиговые и взбросовые смещения. В целом, восстановленное для района поле можно охарактеризовать как взбросовое, со следующей ориентировкой осей главных нормальных напряжений: ось растяжения σ_1 – аз. пад. 38° ∠60°, ось сжатия σ_3 – аз. пад. 218° ∠30°.

Анализируя полученные результаты, можно отметить, что в целом регион характеризуется различными типами поля напряжений – от сдвигового до сбросового и взбросового, что лишний раз подтверждает его блоковую структуру. В тоже время, для всех участков (за исключением последнего) отмечается довольно стабилизированное в пространстве положение оси максимального сжатия σ_3. В этих четырёх районах она ориентирована близмеридионально, либо незначительно отклоняется от меридиана к северо-западу. Это позволяет предположить, что подобным же образом ориентированы на этой площади и региональные тектонические усилия сжатия. Геологический возраст восстановленного поля однозначно определить сложно. Реконструкции выполнялись в породах

разного состава и возраста. Самыми древними из них являлись различные метаморфические сланцы протерозоя, а самыми молодыми – терригенные образования средней юры. Т.е., относительный возраст восстановленного поля может быть определен минимум как послеюрский. А скорее всего, это поле ещё моложе.

Лишь в самой юго-восточной части региона, в пределах Сангиленского блока, отмечается перестройка поля тектонических напряжений с существенной переориентировкой оси σ_3 - здесь эта ось отклоняется от меридиана к северо-востоку, а само поле характеризуется как взбросовое. С учетом имеющихся литературных данных по Прибайкальскому и Монгольскому блокам [Гоникберг, 1982; Шерман, 1986; Парфеевец и др., 2008], полученные результаты свидетельствуют о региональном характере подобной перестройки поля тектонических напряжений. Восточнее – юго-восточнее региона Восточной Тувы в силу каких-то причин происходит переориентировка современного регионального сжатия от субмеридионального – северо-западного к северо-восточному. Подобная переориентировка сопровождается изменением плана деформаций и кинематики разрывов.

ЛИТЕРАТУРА

Гоникберг В.Е. Морфоструктурный рисунок, кайнозойский вулканизм и реконструкция новейших полей напряжений Тувино-Прибайкальского региона // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и прикладной геологии. Тезисы докладов. Новосибирск. 1982. С. 163–164.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.

Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 1. С. 163–168.

Кудрявцев Г.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР, Т. XXIX, ч. 1 (Тувинская АССР). М.: Недра. 1966. С. 30–45.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Монгольского блока // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов. М.: ИФЗ РАН/ 2008. С. 287–289.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943–947.

НЕЛИНЕЙНАЯ ДИНАМИКА СТРУКТУР ОБОСТРЕНИЯ В АНСАМБЛЯХ ДЕФЕКТОВ КАК МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

И.А. Пантелеев, О.А. Плехов, О.Б. Наймарк

Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, pia@icmm.ru

Введение. До настоящего времени открытым остается вопрос о фундаментальных основах физики и механики землетрясений. Несмотря на расширение сетей по регистрации сейсмической активности, огромный объем данных о феноменологических закономерностях землетрясений, это природное явление остается одним из наиболее катастрофических и плохо прогнозируемых. Проблемы сейсмологии связаны с решением ряда ключевых вопросов в физике и механике разрушения. Значительный интерес вызывает в последние десятилетия разработка подходов, отражающих связь нелинейных механизмов процесса разрушения и сейсмических явлений в земной коре, обусловленных коллективными свойствами ансамблей дефектов, и связанными с ними проявлениями пространственно-временной инвариантности.

В настоящее время развиваются концепции, согласно которым развитие событий, предшествующих возникновению сильного землетрясения, может быть описано как поведение неравновесных критических систем [Садовский, Писаренко, 1989; Тюпкин, 2004а, б, в; Knopoff, 1993; Sornette, 2000; Kossobokov, 2002]. Это означает, что с приближением момента сильного землетрясения характеристики индивидуального поведения структурных элементов становятся менее существенными, в отличие от коллективных эффектов, охватывающих все пространственно-временные масштабы системы и преобладающих в области возникновения наступающего землетрясения.

Согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования [Мячкин, 1978] процесс формирования источника землетрясения состоит из трех стадий. На первой стадии, под влиянием медленного увеличения тектонических напряжений, происходит однородное накопление трещин в объеме Ω. После того, как плотность трещин ν достигает критической величины в относительно малой области $\Omega_S < \Omega$, состояние среды входит во вторую стадию, которая характеризуется заметным увеличением трещинообразования в Ω_S и ростом области Ω_S. Эта стадия связана с образованием потенциального источника землетрясения, а область $\Omega_S(t)$ с образованием потенциального региона источника. Общая скорость деформации в области $\Omega_S(t)$ увеличивается в результате вклада деформации, вызванной перемещениями вдоль берегов трещины. Основная физическая особенность потенциальной области источника заключается в том, что при выполнении условия ($\nu > \nu_{cr}^{(1)}$) взаимодействие трещин увеличивает вероятность растрескивания материала и приводит к самоорганизации процесса разрушения. Третью стадию отличает начало неустойчивой деформации, локализованной в узкой области развивающегося макроразрыва. Эта стадия начинается после того, как плотность трещин достигает второй критической точки $\nu_{cr}^{(2)}$ и развивается, как правило, благодаря упругой энергии, накопленной в среде.

Одним из первых феноменологических подходов для описания указанных стадий была реологическая модель Мясникова В.П. и Ляховского В.А. [Lyakhovsky, Myasnikov, 1985; Lyakhovsky et. al., 1997], учитывающая влияние упругой деформации, вязкой релаксации и развития повреждений в материале. В рамках этой модели вводится новый параметр порядка α ($0 < \alpha \le 1$), отражающий степень поврежденности материала, что позволяет описать первую стадию формирования источника землетрясения. Для описания перехода от диффузного накопления трещин к состоянию самоорганизованного растрескивания в работе [Lyakhovsky et. al., 1997] вводится дополнительная переменная $\varphi \ge 0$, определяющая степень взаимодействия между разрывами. По аналогии с фазовыми переходами параметр порядка α имеет смысл обратной температуры. Данный подход позволил описать такие эффекты как ускорение сейсмического энерговыделения [Varnes, 1989; Bowman et. al., 1998; Соболев, Тюпкин, 2000] и рост корреляционной длины слабой сейсмичности перед большим землетрясением [Rundle et. al., 1999; Zoller et. al., 2001; Tyupkin, 2005]. В квазистатическом приближении он позволяет описать две из трех стадий подготовки источника землетрясения.

Попытка построения модели развития сейсмических событий с позиций статистической физики (статистической механики землетрясений) была предпринята в [Rundle, 1988; Rundle, 1989; Rundle et. al., 1997] при рассмотрении системы локализованных сдвигов $s(x,t)$ по нарушениям в земной коре с заданной реологией последней и подвергнутой нагружению некоторым полем напряжений. Полученная модель позволила установить переходы между состояниями системы, характеризующимися глобальным минимумом энергии, к метастабильному состоянию при вариации безразмерного параметра, определяющего баланс соотношения энергий упругих возмущений в окрестности области сдвига, локализованного на нарушении земной коры, и длинно-коррелированными возмущениями «эффективного сдвигового поля», инициирующего локальный сдвиг на выделенном нарушении.

Существенным недостатком вышеописанных подходов является отсутствие описания перехода и кинетики развития третьей стадии подготовки землетрясения, при которой происходит неустойчивый катастрофический рост поврежденности в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. Причем характерные времена протекания этого процесса могут быть на порядки меньше характерных времен изменения внешней нагрузки. В работе [Tyupkin, 2007] подчеркивается, что для описания заключительной стадии необходимо использовать методологию, развитую в работе [Наймарк, 1998], рассматривать динамику изменения напряженно-деформированного состояния и роста поврежденности в материале, с образованием пространственно-временных локализованных структур, развивающихся в режиме с обострением.

Статистическая модель поведения материалов с микросдвигами. Локализованные сдвиги, определяющие структурные изменения и осуществляющие перенос импульса в твердых телах, могут быть введены в рассмотрение в качестве дополнительных независимых переменных системы, отражающих роль структурных изменений в термодинамических, статистических и динамических свойствах рассматриваемых сред. Принимая во внимание кинематику дефектов при формировании потенциального очага землетрясения (согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования), введем микроскопический параметр аналогично [Naimark, 2004], определяющий локализованные моды дисторсии – микроскопический тензор локализованного сдвига $s_{ik} = 1/2s(v_i l_k + l_i v_k)$. Здесь $s = S_d B$ – интенсивность сдвига на площадке $\vec{S}_d = S_d \vec{\nu}$ с вектором сдвигового смещения (вектором Бюргерса) $\vec{B} = B\vec{l}$, где $\vec{l}, \vec{\nu}$ – единичные вектора, определяющие ориентацию площадки и направление сдвига соответственно. Макроскопический тензор локализованных сдвигов p_{ik} определяется осреднением s_{ik} по статистическому ансамблю микроскопических сдвигов: $p_{ik} = n\langle s_{ik} \rangle$, где n – концентрация микросдвигов, и совпадает по смыслу с деформацией, обусловленной дефектами или поврежденностью материала.

Функция распределения сдвигов по размерам и ориентациям $W(s,\nu,l)$ в фазовом пространстве состояний определяется в соответствие с решением уравнения Фоккера-Планка. Используя предположение о статистической автомодельности при формировании ансамблей дефектов различных масштабных уровней и обобщение статистики Больцмана-Гиббса для неравновесных систем, предложенную впервые в [Леонтович, 1938], функция распределения принималась в форме $W = Z^{-1} Exp(-E/Q)$, где Z – нормирующий множитель, Q – потенциал, совпадающий по смыслу с усредненной энергией, приходящаяся на характерные степени свободы в системе микросдвигов.

В работе [Naimark, 2004] показано, что изменение энергии системы, связанной с формированием локализованной моды деформаций, обусловленной дефектами типа микросдвигов, может быть записано в форме $E - E_0 = -H_{ik} s_{ik} + \alpha s_{ik}^{\ 2}$ и включает член $H_{ik} s_{ik}$, который отражает взаимодействие сдвигов с внешним (эффективным) полем, а также взаимодействие между дефектами. «Эффективное поле» H_{ik} представлено в виде суммы внешнего поля и «среднего» поля, индуцированного дефектами: $H_{ik} = \gamma \sigma_{ik} + \lambda p_{ik}$, где σ_{ik} – макроскопический тензор напряжений, $p_{ik} = n\langle s_{ik} \rangle$ – макроскопический тензор плотности дефектов, n – концентрация дефектов, λ и γ – параметры материала. Квадратичный член $\alpha s_{ik}^{\ 2}$ отражает флуктуацию энергии поля дисторсии, возникающей в окрестности зародыша дефекта (существующего нарушения земной коры) при реализации на нем сдвига под действием «эффективного поля» и флуктуаций «шума».

Макроскопическое значение тензора плотности микросдвигов p_{ik} (деформации, обусловленной дефектами) определяется усреднением в фазовом пространстве состояний ансамбля рассматриваемых дефектов. Получаемое при этом уравнение самосогласования после процедуры обезразмеривания имеет вид

$$p_{ik} = \int s_{ik} Z^{-1} \exp\left((\sigma_{ik} + \frac{1}{\delta} p_{ik}) s_{ik} - s_{ik}^2 \right) ds_{ik}, \qquad (1)$$

которое включает единственный безразмерный параметр $\delta = \alpha / \lambda n$. Размерностный анализ величин, входящих в (1), позволяет получить оценку

$$\alpha \sim \frac{G}{V_0}, \ \lambda \sim G, \ n \sim R^{-3},$$

где G – эффективная характеристика «упругости» среды; $V_0 \sim r_0^3$ – характерный объем зародыша; R – среднее расстояние между сдвигами. В результате получаем, что данный параметр представляет отношение двух характерных масштабов в среде с мезодефектами $\delta \sim (R/r_0)^3$, где r_0 – характерный размер зародышей дефектов, R – расстояние между дефектами, что отражает «статистическую автомодельность» в поведении микросдвигов различных структурных уровней, экспериментально установленную в [Ботвина, 1985]. Дополнительный параметр порядка δ следует естественным образом из решения статистической задачи и имеет структуру аналогичную концентрационному параметру, введённому в работах Куксенко В.С., Журкова С.Н. [Журков, 1968; Куксенко, 1986].

В случае простого сдвига $(\sigma = \sigma_{xz}, \ p = p_{xz})$ из решения статистической задачи получены три характерных нелинейных зависимости плотности микросдвигов p от напряжения для различных значений параметра структурного скейлинга δ ($\delta > \delta_* \approx 1{,}3$; $\delta_c < \delta < \delta_*$; $\delta < \delta_c \approx 1$, где δ_c, δ_* — точки бифуркации решения) (рис. 1). Точки бифуркации δ_c, δ_* играют роль, аналогичную критическим температурам в теории фазовых переходов Ландау.

Статистический подход дал возможность записать мезоскопический неравновесный потенциал, описывающий развитие локализованных дисторсий при различных сценариях, связанных с типами нелинейности самого потенциала, и представляющий «минимальное разложение» для неравновесной свободной энергии. Потенциал задается полиномом 6-й степени и имеет форму подобную форме разложения Гинзбурга–Ландау:

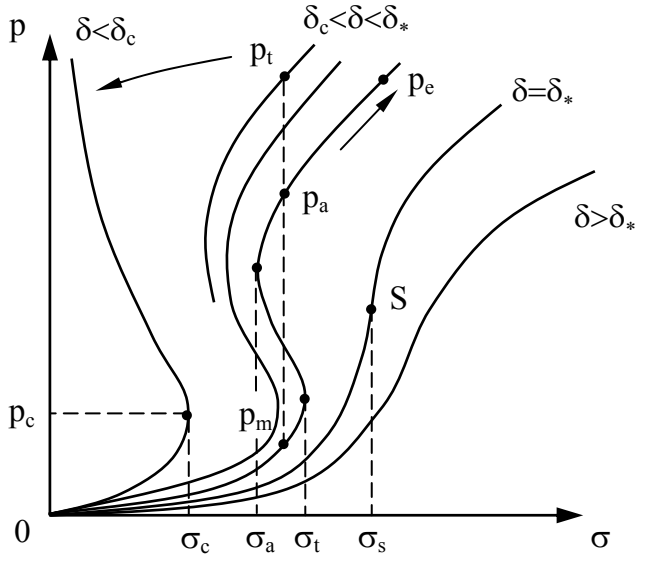


Рис. 1. Характерные нелинейные реакции среды на рост локализованных сдвигов в зависимости от значений параметра структурного скейлинга

$$F = \frac{1}{2} A\left(\delta,\, \delta_*\right) p^2 - \frac{1}{4} B\, p^4 + \frac{1}{6} C\left(\delta, \delta_c\right) p^6 - D\sigma\, p + \chi\left(\nabla_l\, p\right)^2 . \qquad (2)$$

Градиентный член в выражении (2) отвечает за эффекты нелокальности в ансамбле взаимодействующих микросдвигов; A, B, C, D и χ — параметры, характеризующие нелинейные и нелокальные свойства континуума с взаимодействующими микросдвигами. Кинетика параметров порядка p и δ задается известным эволюционным неравенством $\partial F / \partial t = \dot{p}\ \partial F / \partial p + \dot{\delta}\ \partial F / \partial \delta < 0$, откуда

$$\frac{dp}{dt} = -A_p \left[A\left(\delta,\ \delta_*\right) p - B\, p^3 + C\left(\delta,\ \delta_c\right) p^5 - D\sigma - \nabla_l \left(\chi \nabla_l\, p\right) \right], \qquad (3)$$

$$\frac{d\delta}{dt} = -A_\delta \left(\frac{1}{2} \frac{\partial A}{\partial \delta} p^2 - \frac{1}{6} \frac{\partial C}{\partial \delta} p^6 \right), \qquad (4)$$

где A_p и A_δ — кинетические коэффициенты.

Как это следует из решения уравнения (3), переходы через точки бифуркации δ_c и δ_* приводят к резкому изменению типов коллективных мод для параметра порядка p. Сценарии переходов определяются групповыми свойствами уравнений, которые различны для разных интервалов значений параметра структурного скейлинга δ.

Для достаточно больших δ, зависимость $p(\sigma)$ является монотонной (см. рис. 1), при этом свободная энергия $F\left(p, \delta\right)$ имеет один минимум, определяющий равновесную при данной нагрузке плотность дефектов. Физически это описывает ситуацию, когда для теоретически любых растягивающих напряжений существует равновесная концентрация микросдвигов. В диапазоне $\delta_c < \delta < \delta_*$ наблюдается метастабильность по параметру p, связанная с ориентационными степенями свободы микросдвигов. Зависимость свободной энергии от плотности микродефектов имеет два минимума, разделенных потенциальным барьером, переход через который происходит при достижении критического напряжения и сопровождается скачкообразным ростом плотности дефектов.

Для материалов с выраженной структурной гетерогенностью $\delta < \delta_c$, глубина второго минимума в зависимости $F\left(p, \delta\right)$ становится бесконечно большой. Равновесное накопление дефектов в таком случае возможно только до некоторого критического значения $\sigma_c(p_c)$, при переходе через которое начинается лавинообразный рост концентрации микродефектов (формирование очага макроскопического разрушения). Данный тип реакции является характерным для сценария квазихрупкого разрушения.

Ранее авторами показано [Пантелеев, 2011], что при использовании физически обоснованного представления для термодинамического потенциала материала с дефектами типа микросдвигов, квазихрупкое разрушение может быть описано набором автомодельных решений квазилинейного параболического уравнения LS-типа (согласно классификации С.П. Курдюмова [1975]), описывающих неограниченное возрастание плотности микросдвигов на уменьшающемся пространственном масштабе. Соответствующее установленному набору автомодельных решений поведение ансамбля микросдвигов при квазихрупком разрушении совпадает с общепринятой третьей стадией формирования очага землетрясения и позволяет использовать данный подход для описания кинетики инициирования очага землетрясения с позиций механики деформируемого твердого тела с дефектами.

Кинетика инициирования очага землетрясения как локализованной дефектной структуры обострения. Предположим, что появлению одиночного землетрясения соответствует момент обострения (обращения в бесконечность) одиночной локализованной диссипативной дефектной структуры. Экспериментально обнаружено, что незначительное возмущение напряженно-деформированного состояния может привести к резкой активизации деформационных процессов на различных пространственных масштабах [Кочарян, 2004; Адушкин, 2009], поэтому актуальным и важным является вопрос установления механизмов инициирования неустойчивого лавинообразного

развития дефектных субструктур, связанного с изменением напряженно-деформированного состояния в системе. Для решения вопроса рассмотрим задачу инициирования обострения равновесной одиночной локализованной на некоторой области дефектной структуры локальным возмущением поля напряжения.

Математическая постановка задачи. Краевая задача деформирования произвольной области Ω с дефектами типа микросдвигов в случае квазихрупкого поведения в предположении малости деформаций может быть записана в виде (5).

Для сейсмически активных районов свойственна ситуация, когда в некоторой области, находящейся в условиях всестороннего сжатия, реализуется сдвиг в одном выделенном направлении (рис. 2). Для моделирования кинетики инициирования очага землетрясения рассмотрим всесторонне сжатый представительный объем квазихрупкого материала, находящийся в условиях сдвига в некотором выделенном направлении. Предположим, что перпендикулярные направлению сдвига перемещения, их производные по времени до второго порядка малы, а диагональные компоненты тензоров напряжения и деформации однородны в рассматриваемом объеме и равны по модулю приложенному давлению.

$$\rho\frac{\partial^2\overline{u}}{\partial t^2}=\overline{\nabla}\cdot\tilde{\sigma}+\overline{f},\ \ r\in\Omega\ ,\ \tilde{\varepsilon}_e=\frac{1}{2}\left(\overline{\nabla}\overline{u}+\overline{\nabla}\overline{u}^T\right),\ \ r\in\Omega\ ,$$
$$\tilde{\sigma}=\tilde{\tilde{C}}:\left(\tilde{\varepsilon}-\tilde{p}\right),\ r\in\Omega\ ,\quad l_1\dot{\tilde{p}}=-\frac{\partial F}{\partial\tilde{p}},\ \ r\in\Omega, \tag{5}$$
$$\tilde{\varepsilon}=\tilde{\varepsilon}_e+\tilde{p},\ r\in\Omega\ ,\qquad l_2\dot{\delta}=-\frac{\partial F}{\partial\delta},\ \ r\in\Omega,$$

граничные условия

$$\tilde{\sigma}\cdot\overline{n}=\overline{T},\ r\in\overline{\Omega}\setminus\Omega_u;\ \ \overline{u}=\overline{u}_0,\ r\in\overline{\Omega}\setminus\Omega_T;\ \ \frac{\partial\tilde{p}}{\partial\overline{n}}=0,\ r\in\overline{\Omega}\setminus\Omega;$$

начальные условия

$$t=0:\tilde{p}=\tilde{p}_0\ ,\ \overline{u}=\overline{u}_0\ ,\ \dot{\overline{u}}=\dot{\overline{u}}_0\ ,\ \delta=\delta_0,\ r\in\Omega.$$

Тогда краевая задача (5) переходит в одномерную краевую задачу относительно сдвиговых компонент σ_{xy}, ε_{xy}, p_{xy}. Перейдем к безразмерным переменным $\sigma_{xy}=2G\Sigma,\ x=h\xi,\quad t=h/C_\tau\,\tau,$ $F=F_m\psi,$ где G – модуль сдвига, h – размер, рассматриваемой области, $C_\tau=\sqrt{G/\rho}$ – сдвиговая скорость упругой волны, ρ – плотность материала, σ_{xy} и Σ – размерное и безразмерное напряжение, t и τ – размерное и безразмерное время, F и Ψ – размерная и безразмерная свободная энергия.

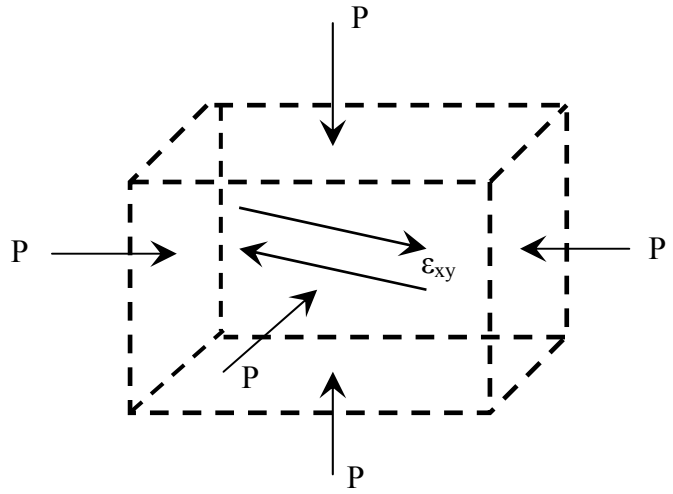


Рис. 2. Рассматриваемый представительный объем квазихрупкой породы со сдвигом в одном выделенном направлении

Система безразмерных уравнений, описывающая напряженно-деформированное состояние рассматриваемого объёма среды имеет вид:

$$\frac{\partial^2\Sigma}{\partial\tau^2}=\frac{\partial^2\Sigma}{\partial\xi^2}-\frac{\partial^2 p}{\partial\tau^2};\quad \frac{\partial p}{\partial\tau}=A_c\frac{\partial^2 p}{\partial\xi^2}-A_p\frac{\partial\psi}{\partial p};\quad \varepsilon=\varepsilon_e+p=const; \tag{6}$$

$$A_p=\frac{\chi\tau_l}{\tau_p},A_c=\frac{\tau_l}{\tau_c},\tau_l=\frac{h}{C_\tau},\tau=\frac{t}{\tau_l},\xi=\frac{x}{h},\Sigma=\frac{\sigma}{\rho C_\tau^2},\Psi=\frac{F}{F_m}.$$

Параметр $\chi=\left(\frac{\rho C_\tau^2}{F_m}\right)^{-1}$ характеризует относительную упругую податливость среды, обусловленную дефектами. Безразмерные параметры A_p, A_c определяют соответственно релаксационные свойства материала, обусловленные неравновесными структурными переходами (с характерными временами τ_p) и эффектами нелокальности (τ_c – аналог диффузионных времен).

Начальные условия выбирались однородными для напряжения ($\Sigma\big|_{\tau=0}=\Sigma_0$); для деформации, обусловленной дефектами, задавалась локализованная симметричная структура на ненулевом фоне ($p\big|_{\tau=0}=p_0(\xi)$), распределение параметра структурного скейлинга определялось из условия равновесия $\frac{\partial\psi}{\partial p}=0$ (рис. 3, 4). Полная деформация принималась однородной и независящей от времени.

При таком задании начальных равновесных условий рост плотности дефектов в некоторой области среды сопровождается уменьшением величины параметра структурного скейлинга. С физической точки зрения это означает уменьшение расстояния между дефектами, что характерно для третьей стадии подготовки землетрясения, согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования.

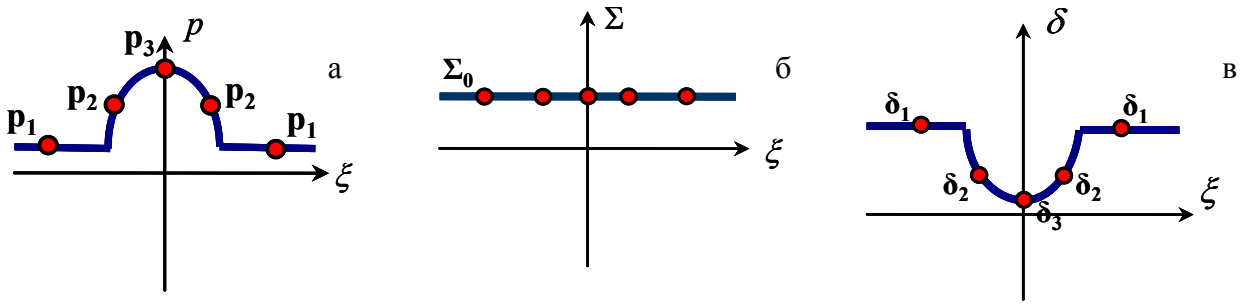


Рис. 3. Равновесные начальные условия для плотности дефектов (а), напряжения (б), параметра структурного скейлинга (в)

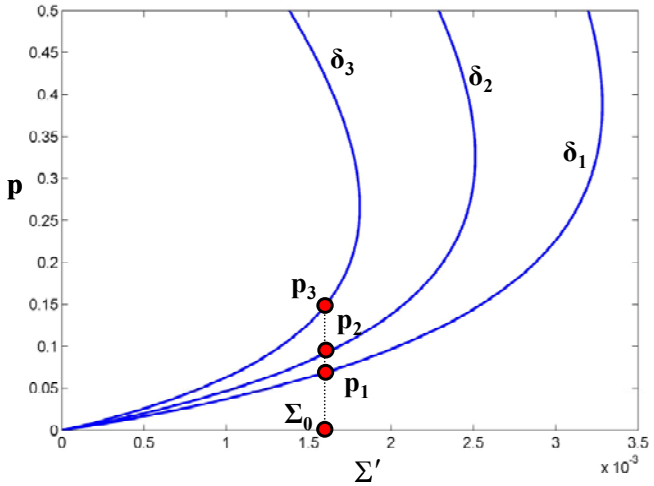


Рис. 4. Определение начальных условий. Зависимость p(Σ)

Граничные условия формулируются в напряжениях, на одной из границ задается импульс параболической формы, на другой – постоянное значение напряжения:

$$\left.\frac{\partial p}{\partial \xi}\right|_{\xi=0,\xi=1} = 0;\ \Sigma\big|_{\xi=0} = \Sigma_0(\tau);\ \Sigma\big|_{\xi=1} = \Sigma_0. \tag{7}$$

Идентификация параметров модели. Определение параметров модели основано на минимизации невязки экспериментальных и численных данных для одноосного нагружения при постоянной скорости деформирования.

$$\begin{aligned} &J\left(A_i\right) = \sum_{t_j}\left(\sigma^*\left(t_j\right) - \sigma\left(t_j, A_i\right)\right)^2 \to \min, \\ &\tau_p E\dot{p} = -\frac{\partial F}{\partial p};\ \tau_\delta E\dot{\delta} = -\frac{\partial F}{\partial \delta};\ \ \dot{\sigma} = E\left(\dot{\varepsilon} - \dot{p}\right). \end{aligned} \tag{8}$$

где σ^* – экспериментальные значения напряжений, σ – теоретические значения напряжений, t_j – различные моменты времени, A_i – параметры модели, J – критерий оптимизации. Указанная постановка задачи оптимизации является некорректной по Адамару. Для решения задачи был использован метод поиска с большим числом начальных приближений.

Основную сложность при использовании модели вызывает определение её динамических параметров (характерных времён релаксации). Оценка параметров материала проводилась на основе экспериментов на одноосное нагружение образцов доломита на установке, реализующей традиционный метод Кольского с использованием разрезного стержня Гопкинсона диаметром 25 мм [Кольский, 1950]. Установка состоит из газовой пушки калибром 18 мм, разгоняющей ударник длинной 300 мм. Характерный размер образцов составлял 20 мм, скорость деформации – 340 $с^{-1}$.

Решением задачи оптимизации выбирались значения параметров оптимизации (времен релаксации), которые удовлетворяют количественному описанию экспериментальных данных по нагружению образцов из доломита на стержне Гопкинсона-Кольского. Сравнение численной и экспериментальной диаграмм $\sigma(t)$ представлено на рис. 5.

Принимая во внимание результаты решения задачи оптимизации для численного моделирования процесса развития землетрясения (задача (6)) были использованы следующие значения кинетических коэффициентов и параметров: $A_p = 2.8\cdot10^{-4}$, $A_c = 0.01375$, $C_l = 1827$ м/с, $\rho = 3000$ кг/м^3, $E = 18.039$ ГПа, $G = 6.027$ ГПа, $\chi = 1$, $F_m = 10.02$ ГПа, $h = 20\cdot10^{-3}$ м.

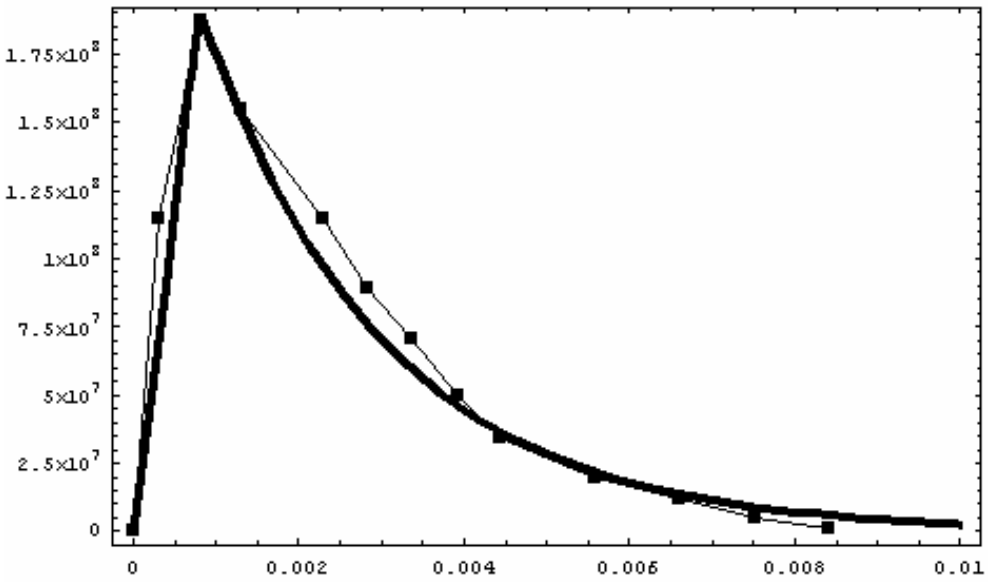


Рис. 5. Экспериментальная (■) и теоретическая (сплошная линия) зависимости напряжения от времени при одноосном сжатии доломита со скоростью деформации 340 1/с

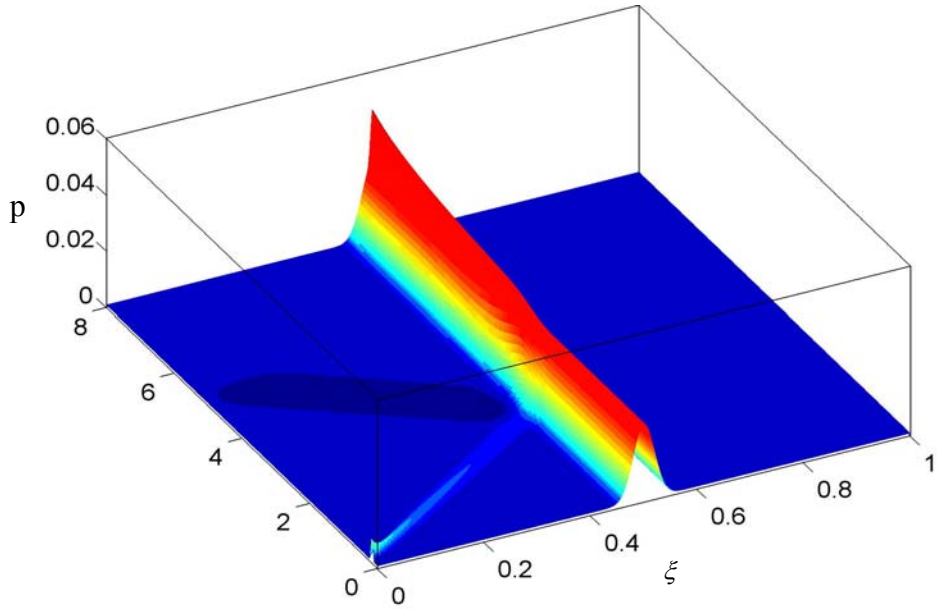


Рис. 6. Результаты численного моделирования эволюции деформации в процессе взаимодействия единичной локализованной структуры с волной напряжений p(ξ,τ)

Результаты. На рис. 6 представлена эволюция единичной локализованной структуры в процессе взаимодействия с волной напряжений. Возмущение поля напряжения «выводит» структуру из положения равновесия, после чего начинается процесс обострения с резким увеличением p. Особенностью обострения одиночной структуры является уменьшение напряжения в занимаемой ею области, что согласуется с наблюдениями, когда появление землетрясения или макроразрыва приводит к резкой релаксации напряжения в локальной области.

Особенностью исследуемой системы уравнений смешанного типа является наличие «медленных волн» наряду со звуковыми волнами. Из анализа данных представленных на рис. 7 можно сделать вывод о том, что в среде с дефектами флуктуация напряжений распространяется со скоростью существенно меньше акустической. Современные полевые и лабораторные наблюдения подтверждают существование «медленных движений», скорость которых на порядки отличается от скорости звука [Гольдин, 2002; Кочарян, 2005; Шерман, 2008].

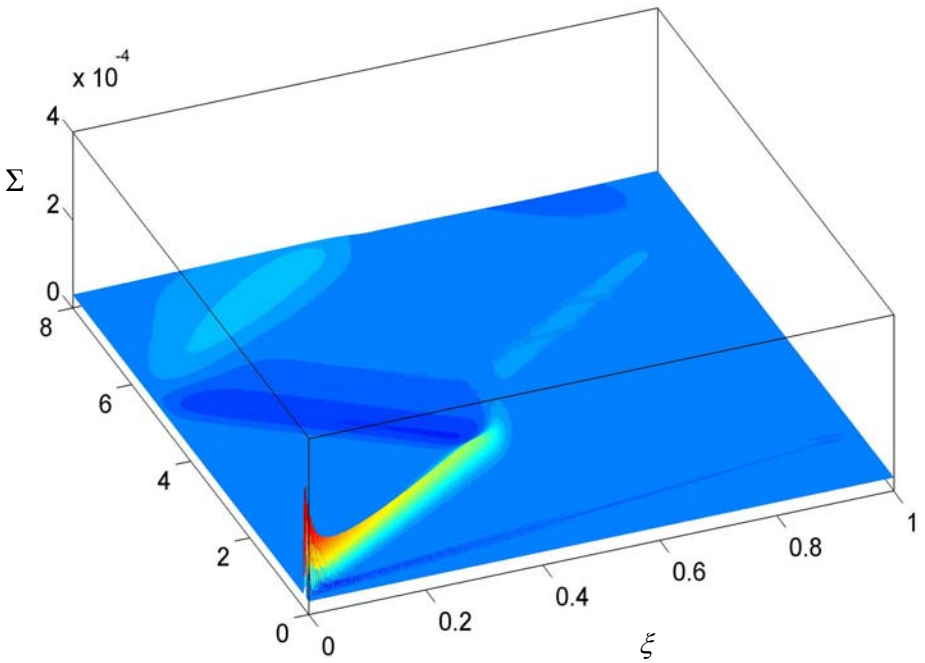


Рис. 7. Эволюция напряжения Σ(ξ,τ)

Скорость распространения флуктуации напряжения зависит как от среднего уровня деформации, обусловленной дефектами, так и от среднего уровня напряжения в рассматриваемой области, и определяется эффективным модулем среды:

$$\frac{1}{G_{eff}} = \frac{1}{G} + \frac{2p}{\Sigma}. \qquad (17)$$

В общем случае скорость волны возмущения также определяется зависимостью плотности рассматриваемой среды от уровня плотности дефектов.

Распространение квазиакустической волны напряжения инициирует появление волны деформации, обусловленной дефектами, которая имеет идентичные особенности строения и распространения. Амплитуда возмущений p и Σ экспоненциально затухает со временем, а характерный размер области возмущения увеличивается по линейному закону.

Обсуждение результатов. В работе предложено использование оригинальной концепции структурно-скейлинговых переходов в ансамбле дефектов структуры материала для моделирования процессов разрушения на геологическом масштабе. Предложенная процедура введения безразмерных параметров позволят естественным образом ввести единственный безразмерный параметр, определяемый отношением двух характерных масштабов: среднего размера дефектов и среднего расстояния между ними. Данный параметр является единственным параметром, определяющим особенности поведения системы в процессе разрушения, его структура позволяет высказать гипотезу «статистической автомодельности» – существование единого сценария развития несплошностей в среде на широком спектре пространственных масштабов от лабораторного до геологического.

В результате можно утверждать, что разрабатываемая физическая теория согласуется с гипотезой о единстве природы развития несплошностей на широком спектре пространственных масштабов, высказанной во второй половине прошлого века М.В. Гзовским [1975] и многократно подтвержденной как в лабораторных экспериментах, так и в полевых наблюдениях.

Математическая модель завершающей стадии формирования источника землетрясения, построенная авторами, является моделью подготовки землетрясения по механизму деструкции, согласно классификации И.П. Добровольского [2009] и близка по схеме построения к подходу Ю.С. Тюпкина.

В предположении, что появлению одиночного землетрясения соответствует момент обострения (обращения в бесконечность) одиночной локализованной дефектной структуры, проведено численное моделирование процесса инициирования обострения одиночной локализованной дефектной структуры возмущением поля напряжения. При этом показано, что величина флуктуации напряжения, вызывающая процесс обострения структуры зависит от близости системы к критическому состоянию. Учёт эволюции дефектной структуры среды позволил провести численное моделирование процесса распространения «медленных» волн – возмущений поля напряжения и плотности дефектов, распространяющихся со скоростью намного меньшей характерной скорости звука в среде

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы механики взаимодействий в технических и природных системах» № 09-П-1-1010, Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-96065-р_урал_а, грант № 11-05-96005-р_урал_а) и Президиума УрО РАН (грант № 10-1-НП-233).

ЛИТЕРАТУРА

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Виноградов Е.А., Гончаров А.И., Куликов В.И., Кулюкин А.А. О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // ДАН. 2009. Т. 426. №1. С. 98-100.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гольдин С.В., Юшин В.И., Ружич В.В., Смекалкин О.П. Медленные движения – миф или реальность // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: материалы 9-й междунар. школы-семинара. Красноярск. 2002. С.213-220.

Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.

Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН. СССР. 1968. Вып. 3. С. 46-52.

Кольский Г. Исследование механических свойств материалов при больших скоростях нагружения // Механика. 1950. №4. С.108-119.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физ. мезомех. 2004. Том 7. №1. С. 5-22.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физ. мезомех. 2005. Том 8. №1. С. 23-36.

Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Сб. докл. I Всесоюз. Шк.-семинара «Физика прочности и пластичности». Л.: Наука. 1986. С. 36-41.

Курдюмов С.П. Нелинейный процессы в плотной плазме // Препринт ИПМ АН СССР. 1975. №18.

Леонтович М.А. О свободной энергии неравновесного состояния // ЖЭТФ. 1938. Т. 8, №7. С.844-854.

Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясения. М.: Наука. 1978. 232 с.

Наймарк О.Б. Неустойчивости в конденсированных средах, обусловленные дефектами // ПЖЭТФ. 1998. Т. 67, № 9. С. 714-722.

Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. Некоторые автомодельные закономерности развития поврежденности при квазихрупком разрушении твёрдых тел // Вычислительная механика сплошных сред. 2011. Т. 4, № 1. С. 90-100

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Известия АН СССР. 1989. Физика Земли. №2. С. 3–12.

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С 44-55.

Тюпкин Ю.С. Динамика формирования потенциального очага землетрясения // Физика Земли. 2004а. № 3. С. 26-33.

Тюпкин Ю.С. Потенциальный очаг землетрясения: обобщение на случай теории с пространственными производными. // Физика Земли. 2004б. № 10. С. 63-72.

Тюпкин Ю.С. Формирование потенциального очага землетрясения: аналогия с фазовым переходом // Вычислительная сейсмология. 2004в. № 35. С. 296-311.

Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физ. мезомех. 2008. Том 11, №1. С. 115-122.

Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A., Sornette D. An observation test of the critical earthquake concept // JGR NB. 1998. Vol. 10. P. 24359–24372.

Knopoff L. Self-organization and the development of pattern: implications for earthquake prediction // Proc. Am. Philos. Soc. 1993. Vol. 137. P. 339–349.

Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Turcotte D.L., Malamud B.D. Implications of a statistical physics approach to earthquake hazard assessment and forecasting // Pure Appl. Geophys. 2002. Vol. 157. P. 2323–2349.

Lyakhovsky V.A., Ben-Zion Y., Agnon A. Distributed damage, faulting, and friction // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 27635–27649.

Lyakhovsky, V.A., Myasnikov, V.P.,. On behavior of viscoelastic cracked solid // Phys. Solid Earth. 1985. Vol. 4. P. 28–35.

Naimark O.B. Defect Induced Transitions as Mechanisms of Plasticity and Failure in Multifield Continua // In: Advances in Multifield Theories of Continua with Substructure / Ed. G. Capriz, P. Mariano. Boston: Birkhauser. 2004. P. 75-114.

Rundle B.J., Klein W., Gross S. Physical basis for statistical patterns in complex earthquake populations: models, predictionsand tests // Pure Appl. Geophys. 1999. Vol. 155. P.575–607.

Rundle J.B. A physical model for earthquakes, 1. Fluctuation and interactions // J.Geophys.Res. 1988. Vol. 93. P. 6237-6254.

Rundle J.B. A physical model for earthquakes, 3. Thermodynamic approach and its relation to nonclassical theories of nucleation // J.Geophys.Res. 1989. Vol. 94. P.2839-2855.

Rundle J.B., Gross S.,Klein W, Ferguson C., Turscotte D.L. The statistical mechanics of earthquakes // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. P. 147-164.

Sornette D. Critical phenomena in natural sciences. Chaos, Fractals, Self-Organization and Disorder: Concepts and Tools // Springer Ser. Synerg. Springer-Verlag. Heidelberg. 2000. 423 p.

Tyupkin Yu.S. Earthquake source nucleation as self organization process // Tectonophysics. 2007. Vol. 431. P. 73–81.

Tyupkin Yu.S., Di Giovambattista R. Correlation length as an indicator of critical point behavior prior to a large earthquake // EPSL. 2005. Vol. 230. P. 85–96.

Varnes D.J. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity // PAGEOPH. 1989. Vol. 130, N 4. P. *661–686*

Zöller G., Hainzl S., Kurths J. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 2167–2176.

ОСОБЕННОСТИ АККРЕЦИИ КОРЫ И ГЕОМЕТРИИ ОСИ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.В. Петрова, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский, А.В. Кохан

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, (petrifico@gmail.com)

ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние изученности рифтовых зон Срединно-океанических хребтов (СОХ) свидетельствует о большом разнообразии морфоструктур и о значительных вариациях глубинного строения коры спрединговых хребтов с различными скоростями раздвижения.

Структуры, образующиеся в осевых зонах спрединговых хребтов, претерпевают дальнейшую эволюцию в процессе спрединга, удаляясь все дальше и дальше от оси и формируя морфоструктурный план океанической литосферы. Это происходит на фоне закономерного изменения глубины океана и толщины литосферы, увеличивающихся с возрастом океанической коры по мере ее удаления от оси спрединга в сторону абиссальных котловин. Этот закон «√t»определяет тот региональный фон изменения рельефа, на который накладываются все остальные процессы, формирующие морфоструктуры на более мелких масштабных уровнях.

Важными параметрами структурообразования в осевых и внеосевых зонах спрединговых хребтов является линейная скорость спрединга и прогретость мантии. Именно они определяют термодинамический режим литосферы рифтовой зоны, ее толщину, эффективную прочность, а также генеральную морфологию рельефа дна, которая изменяется от морфологии рифтовых долин (при медленных скоростях спрединга) до морфологии осевых поднятий (при быстрых скоростях [Галушкин и др., 2007]). В соответствии с осевой морфологией также изменяется характер внеосевого рельефа и параметры абиссальных холмов [Goff et al., 1997; Shaw, Lin, 1993]. Разнообразие структур, образующихся в разных геодинамических обстановках спрединга, обусловлено особенностями процессов аккреции и глубинного строения коры, термическим и реологическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спрединга хребта [Дубинин, Ушаков, 2001].

ТЕРМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОЧНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

Как было показано в работах [Галушкин и др., 2007; 2008] скорость спрединга и термический режим (прогретость мантии), в значительной степени контролируют процесс зарождения и существования осевой коровой магматической камеры (ОМК), которая практически повсеместно зафиксирована вдоль оси быстроспрединговых хребтов, и, лишь в единичных случаях наблюдалась в осевых зонах медленно спрединговых СОХ.

Это подтверждают и численные оценки, которые показали, что при медленных скоростях спрединга устойчивая ОМК отсутствует, но увеличение температуры мантии может привести к формированию локальных, короткоживущих магматических очагов на глубине 4-6 км. Увеличение $Vcnp$>4 см/год приводит к началу формирования в коре устойчивой ОМК, поднятию ее кровли, увеличению размеров и степени плавления [Галушкин и др., 2007].

Наличие или отсутствие магматической камеры предопределяет толщину хрупкого слоя литосферы в осевой зоне. В то же время, толщина коры может служить индикатором интенсивности магмоснабжения, которое также оказывает влияние на распределение магматических очагов [Дубинин и др., 2010].

Анализ термического состояния осевых зон СОХ дает возможность оценить вариации прочности пород молодой океанической литосферы и определить положение зон ослабления литосферы при различных скоростях спрединга.

СВЯЗЬ ПРОЧНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ С РЕЛЬЕФОМ

Прочность осевой и внеосевой литосферы предопределяет характер разрушения осевой коры и формирование внеосевого рельефа, а также контролирует реологическую расслоенность литосферы. Прочность оказывает существенное влияние на интенсивность тектонических процессов, их структурно-морфологическую выраженность, в частности, на образование осевого и внеосевого

рельефа СОХ посредством влияния на характер сбрососообразования. В общем случае, интенсивность сбрососообразования и расчлененность рельефа возрастают при уменьшении скорости спрединга (рис. 1).

Прочность литосферы зависит от таких параметров, как температурный режим или прогретость коры и мантии, строение, состав и толщина коры, а также от процессов, происходящих в пределах рифтовой долины и на удалении от нее, например, процесс серпентинизации. Зависимость прочности пород океанической литосферы от глубины и расстояния от оси хребта, рассмотренная в работе [Галушкин и др., 2008] свидетельствует о том, что интенсивность тектонических процессов на оси зависит и от глубины хрупко-пластичного перехода, индикатором которого является изотерма T≈700°±50°C, которая контролирует в первом приближении переход от упругих деформаций к вязко-пластичным.

При быстром спрединге слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях 10-15 км от оси хребта. Характерно, что это расстояние близко к ширине осевого горста. Рельеф горста и распределение гравитационных аномалий над ним согласуется с постепенным увеличением прочности пород (эффективной толщины упругой литосферы). В медленных хребтах зона хрупких деформаций начинается практически сразу же от оси хребта, и рельеф абиссальных холмов вдоль склонов рифтовых долин формируется при взбросовых движениях блоков вдоль разломов в процессе растяжения относительно прочной литосферы. Активность таких разломов падает на расстоянии 10-15 км от оси. Следовательно, относительно большие значения эффективно-упругой толщины осевой литосферы медленных СОХ отражаются в заметной ширине рифтовой долины, в значительных амплитудах взбросов и как следствие в сильной изрезанности рельефа осевой зоны.

Помимо изменений прочности и связанных с ними преобразований рельефа вкрест простирания хребта, существуют значительные вариации прочности и вдоль оси, по мере приближения к трансформным и нетрансформным смещениям оси спрединга. Изменение температурного режима, вследствие уменьшения магматического бюджета и увеличение толщины литосферы, в районах смещений оси, приводит к увеличению хрупкого слоя. Следовательно, прочность увеличивается, в результате чего, концы сегментов характеризуются более высокоамплитудным и изрезанным рельефом, так как сбросы образуются на больших расстояниях друг от друга.

Некоторые исследователи предполагают, что внутрисегментная изменчивость отражает различия в относительной роли магматических и тектонических процессов в пределах каждого сегмента [Дубинин, Ушаков, 2001; Thibaud et al., 1998].

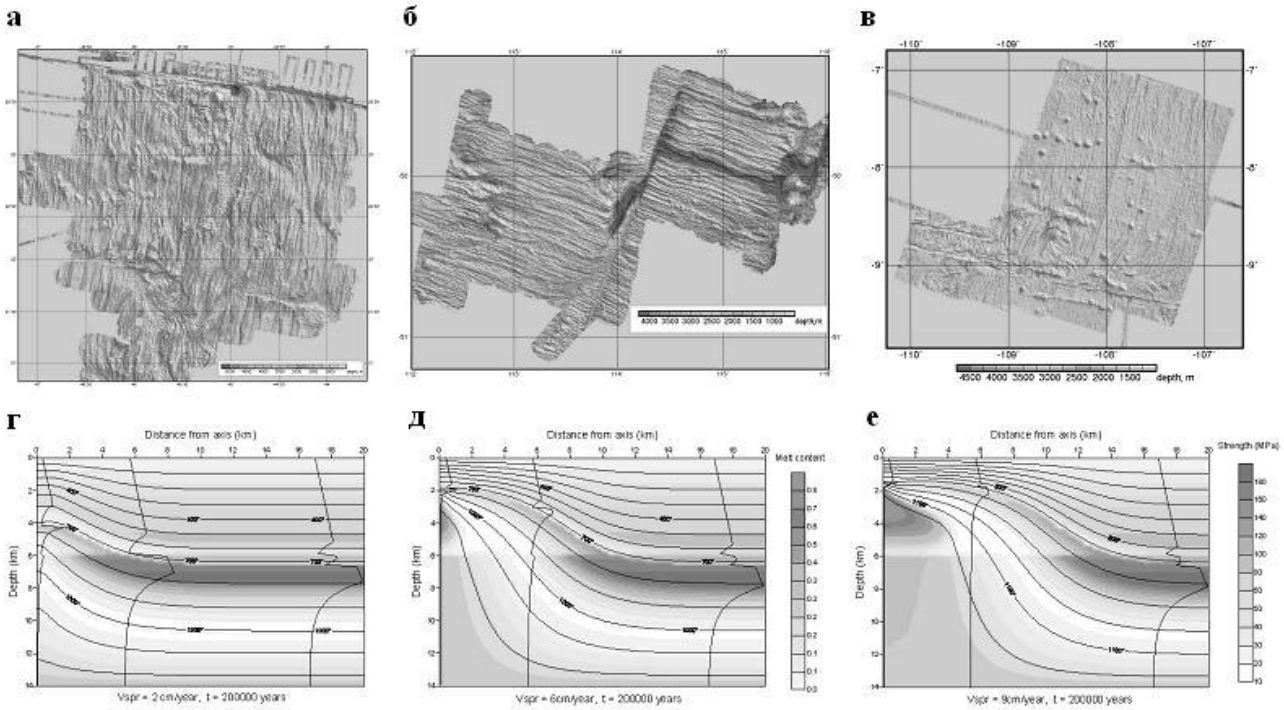


Рис. 1. Зависимость расчлененности рельефа СОХ от скорости раздвижения для: **а**) Срединно-Атлантического хребта; **б)** Юго-Восточного Индийского Хребта; **в)** Восточно-Тихоокеанского поднятия; и от термического режима и прочности литосферы для: **г)** медленного спрединга; **д)** среднего спрединга; **е)** быстрого спрединга

Таким образом, интенсивность проявления тектонических процессов, особенности разрушения коры и характер сбросообразования в осевых и внеосевых зонах спрединговых хребтов определяются интегральным воздействием ряда факторов, контролирующих процесс аккреции океанической коры, главными из которых являются: скорость спрединга, прогретость мантии, интенсивность магмоснабжения и наличие стационарного магматического очага. Все эти факторы, в свою очередь, определяют толщину и прочность хрупкого слоя литосферы, строение и состав океанической коры.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ

С целью выявления особенностей сегментации рифтовой трещины, структурообразования в осевых и внеосевых зонах спрединговых хребтов в процессе спрединга было проведено физическое моделирование аккреции океанической коры. Предшествующие работы по физическому моделированию спрединга океанического дна [Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994] показали, что в экспериментах, как и в природе, происходит формирование регулярного рельефа дна, выраженного в периодической последовательности валообразных поднятий, разделенных соответствующими депрессиями. Такая последовательность в строении рельефа является следствием неустойчивых термомеханических процессов в осевой зоне спрединга, приводящих к периодическому разрыву литосферы в осевой зоне и перескоку оси спрединга. При этом получается такая же зависимость параметров рельефа от скорости растяжения, что и в реальных условиях.

Как отмечалось, морфологическая выраженность, морфометрические характеристики, а также глубинное строение структур различных масштабных уровней зависят от скорости спрединга и температуры мантии. В то же время для образования многих структур и их последующей эволюции важным фактором является изначальное механическое разрушение хрупких слоев литосферы в осевой рифтовой зоне, которое приводит к образованию трещин [Грохольский, Дубинин, 2006].

В процессе развития рельефа рифтовой зоны, во время механического разрушения хрупкого слоя океанической коры, закладываются генеральные черты геометрии трещин и формируются основные морфоструктурные неоднородности, создающие естественную разномасштабную сегментацию рифтовой зоны [Грохольский и др., 2002].

На первоначальную сегментацию оказывают влияние толщина хрупкого слоя, ширина утоненной и ослабленной в результате растяжения и прогрева рифтовой зоны, области локализации деформаций, а также угол наклона ослабленной зоны к направлению растяжения (косой спрединг). Скорость растяжения слоя в экспериментах мало влияет на закономерности структурообразования при продвижении трещин. Изменение скорости растяжения слоя в интервале от $3.75 \cdot 10^{-5}$ м/с до $0.5 \cdot 10^{-5}$ м/с, приводило к одному результату – образованию перекрытых или не перекрытых систем трещин.

По мере формирования рельефа в модели, прослеживается отчетливое влияние первоначальной геометрии трещин и ее сегментации на формируемые в дальнейшем структуры. В результате асимметричного спрединга небольшие структурные нарушения могут трансформироваться в более крупные смещения рифтовой оси. Подобные ситуации наиболее характерны для хребтов с медленными скоростями раздвижения, в силу более частых перескоков и, как следствие, нестабильности оси (рис. 2). На соседних сегментах, в зависимости от деформации литосферного клина и направленности формирования валов, перескоки могут происходить в одном или разных направлениях. Впоследствии, благодаря столь неустойчивому процессу аккреции, наращивание коры может стать однонаправленным и равномерным, что приводит к сокращению трансформных разломов до нетрансформных смещений или до трансформных разломов с нулевым смещением. Так как небольшие смещения оси существуют относительно короткий промежуток времени, то в процессе отмирания они также отражаются на рельефе, оставляя следы в виде глубоких поперечных долин (рис. 2 г, д).

В экспериментах с ультра медленным спредингом образование крупного смещения привело к тому, что на внутренних углах стали образовываться более широкие аккреционные валы, что соответствует более удаленным друг от друга сбросам (рис. 2, в). Наблюдалось поднятие рельефа внутреннего угла, что говорит о более высокоамплитудных и более пологих сбросах в этих частях. Также вполне отчетливо прослеживалось заглубление, а в некоторых местах и расширение долины, в направлении смещения. На быстроспрединговых хребтах подобные процессы проявляются в гораздо меньшей степени. В условиях наличия стационарной осевой коровой магматической камеры, более прогретой и менее прочной литосферы, наращивание коры будет более симметричным, что будет отражаться на стабильности и линейности оси. Перескоки оси здесь происходят крайне редко, хотя

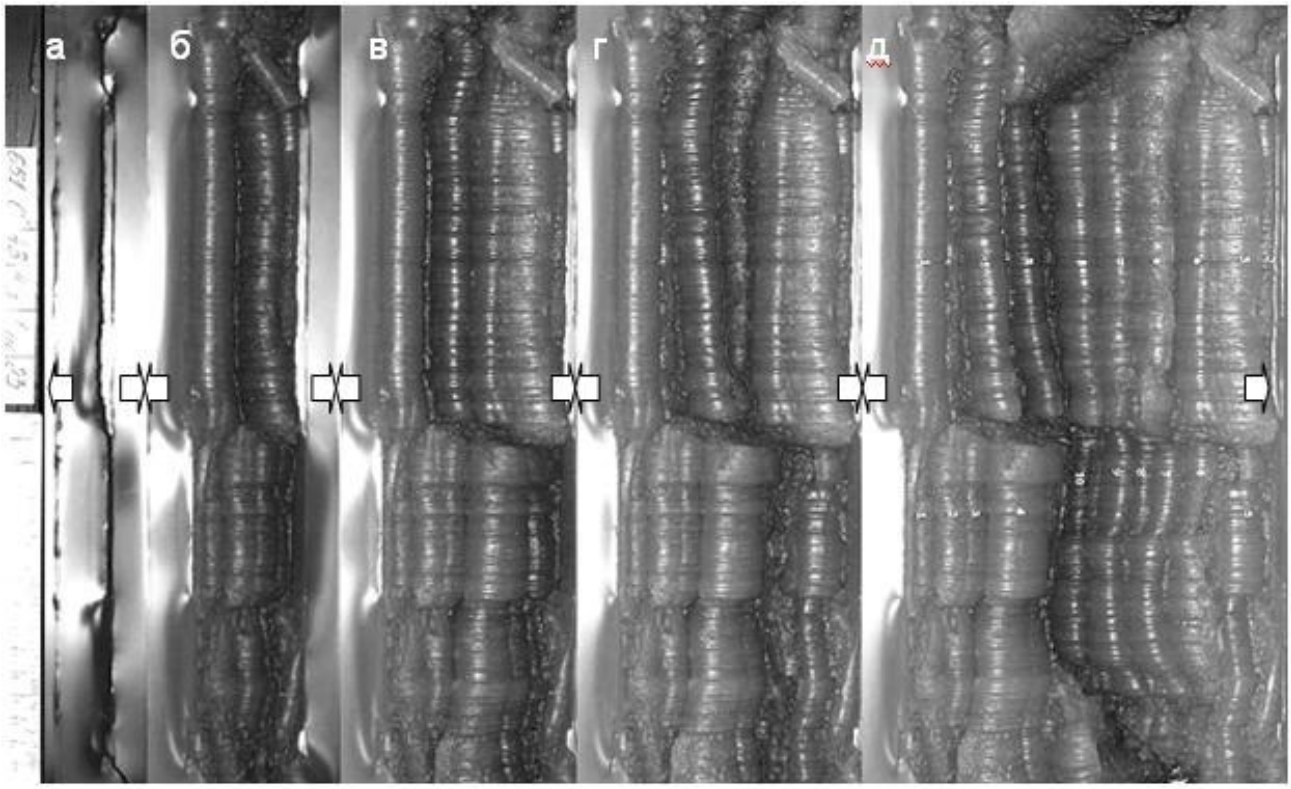


Рис. 2. Формирование крупного смещения оси в процессе асимметричного спрединга

могут образовываться достаточно крупные смещения (рис. 3).

В процессе своего развития форма и размеры осевой долины непрерывно меняются в результате асимметричного разрушения коры и локальных перескоков оси. Это явление наблюдается во всех типах проведенных экспериментов. Величина перескоков, размер долины и амплитуда рельефа зависят от толщины и прочности литосферы в осевой зоне, которые являются функцией скорости спрединга и температурного режима мантии. Помимо наследованных от первоначальной сегментации смещений, в результате разнонаправленных перескоков оси и последующей аккреции, могут формироваться и развиваться новые зоны трансформных разломов и нетрансформных смещений.

Толщина хрупкого слоя оказывает влияние на глубину и контрастность рельефа рифтовой зоны. С уменьшением скорости спрединга, толщина хрупкого слоя увеличивается, вместе с тем, происходит увеличение ширины зоны деформации. Это приводит к локализации деформации вдоль нескольких сбросов с большой амплитудой смещений, формирующих глубокий узкий грабен.

В результате проведения серий экспериментов с переходными скоростями спрединга были получены данные об изменении режима рельефообразования, в зависимости от увеличения или уменьшения скорости растяжения.

Так, переход от медленного спрединга к быстрому сопровождался уменьшением толщины и прочности модельной литосферы, что приводило к более частому сбрасообразованию с меньшими амплитудами. Происходило изменение геометрии оси и рельефа в результате сокращения поперечных смещений. Перескоки оси происходили до тех пор, пока практически все поперечные структуры не исчезали, хотя наиболее крупные структуры могли существовать на протяжении долгого времени. В процессе перескоков ось приобретала стабильный характер, сегменты становились протяженнее, а изменение параметров сбросов приводило к уменьшению глубины осевой долины и ее выравниванию.

Подобные ситуации встречаются в природе при формировании нового спрединговой хребта во время перескока оси спрединга на значительное расстояние. В результате формирования стационарной магматической камеры, поступление расплавленного вещества становится более равномерным и постоянным, что приводит к образованию менее контрастного рельефа, характерного для быстро спрединговых хребтов.

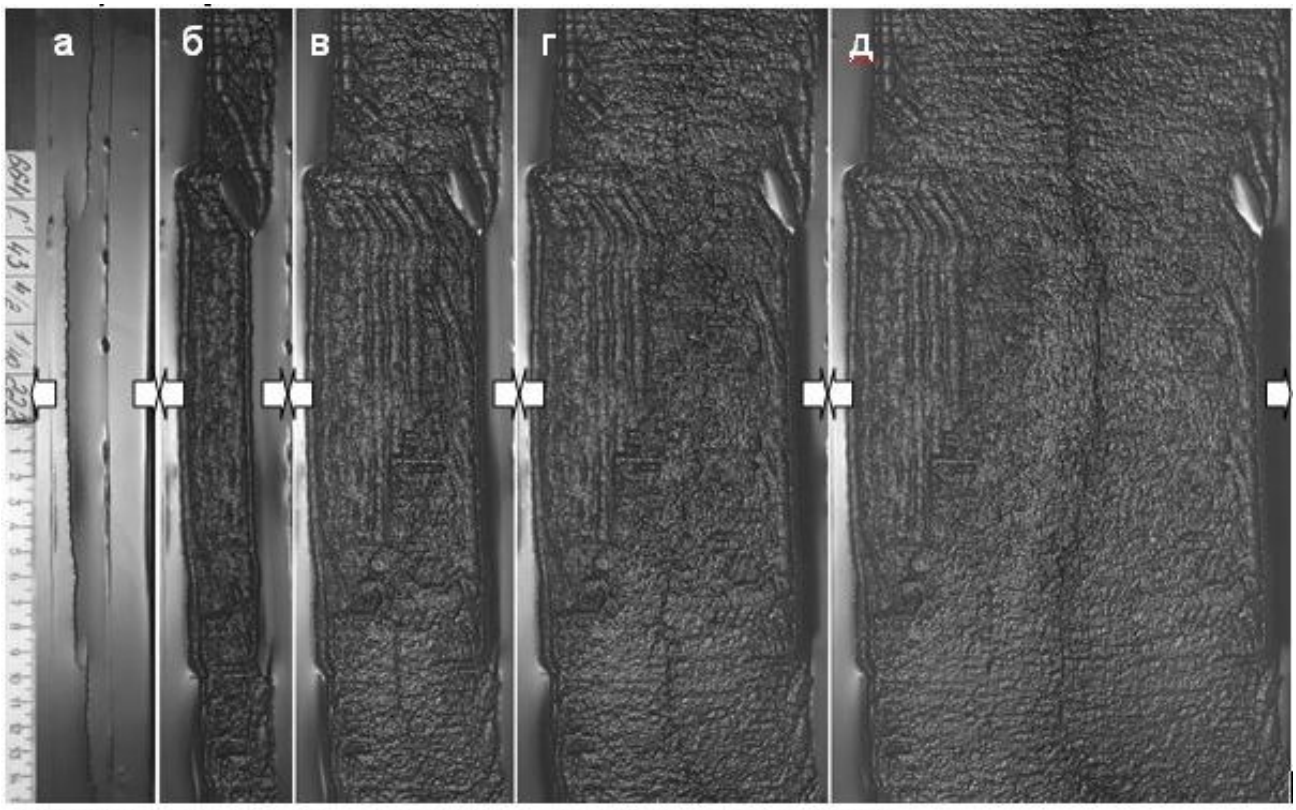


Рис. 3. Стабильность оси в модели при быстром спрединге

Благодаря увеличению мощности и прочности литосферы, а также более резкой сбросовой морфологии при переходе от быстрого спрединга к медленному морфология хребта постепенно меняется. Вместе с исчезновением стационарной магматической камеры происходит формирование выраженной рифтовой долины. Смена режима сбрососообразования приводит к нестабильности оси, частым перескокам и образованию мелких и крупных поперечных смещений. В экспериментах смена морфологии происходила постепенно, с переходной стадией, характерной для средне спрединговых хребтов.

Следует отметить, что по мере аккреционного процесса, формирование рельефа вдоль оси происходит неравномерно. Так, уменьшение скорости в процессе эксперимента приводит к формированию нерегулярного рельефа, что отражается в различном типе структурообразования на соседних сегментах. При переходе к медленным скоростям растяжения, на одних сегментах происходит формирование более крупного рельефа, в виде широких аккреционных валов, на других в это время происходит углубление и обособление долины, посредством близкорасположенных мелкоамплитудных сбросов. При переходе к большей скорости раздвижения таких особенностей не наблюдается. От сегмента к сегменту может изменяться лишь ширина образуемых валов и их протяженность.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате анализа геолого-геофизических данных и полученных экспериментальных результатов, была выявлена цепочка взаимосвязанных факторов, которые отражаются на рельефе дна. В целом, различия в строении рельефа дна, структуре коры и механизмах ее аккреции определяются следующими параметрами: а) скоростью спрединга; б) температурой астеносферы и в) интенсивностью магмоснабжения, толщиной хрупкого слоя литосферы и ее реологическими свойствами. Ключевое место в этой цепочке занимают основные, связанные между собой, параметры процесса спрединга, скорость раздвижения и термический режим (прогретость) литосферы.

Термическое состояние, как было отмечено ранее, влияет на величину магмоснабжения и толщину хрупкого слоя литосферы. Существенное влияние на изменение этого параметра оказывает сегментация рифтовой оси. При этом, важное значение имеет развитие зон смещений или перекрытий

осей спрединга. В свою очередь, этот процесс контролируется поведением оси, в частности, частотой и направлением ее перескоков.

Внутрисегментная изменчивость рельефообразования отражает различия в относительной роли магматических и тектонических процессов в пределах каждого сегмента. Изменения магматического бюджета вдоль простирания сегмента приводят к вдольосевым изменениям структуры земной коры: в центральных частях сегментов – мощная кора и тонкая литосфера, по краям – мощная литосфера и тонкая хрупкая кора.

Модель сфокусированного мантийного апвеллинга позволяет предположить, что более интенсивный магматизм в центральных частях сегментов, а вместе с тем и более горячая верхняя мантия, более тонкая слабая литосфера, создает условия для формирования близкорасположенных сбросов малой амплитуды. В то время как на концах сегментов, где ось рифта смещается и контактирует с более холодной литосферой трансформных или нетрансформных смещений, происходит изменение термического режима и, как следствие, сокращения притока расплава. Более толстая и прочная литосфера, приводит к образованию высокоамплитудных сбросов, расположенных на значительном расстоянии друг от друга. Подобная зависимость наблюдается на множестве океанических хребтов и имеет более подробное объяснение.

Одним из возможных объяснений изменения типа сбрососообразования вдоль оси может являться накопление напряжений в литосфере по направлению к окончаниям сегментов. Подобный вдольосевой градиент напряжения может быть достигнут, если напряжение предпочтительно реализуется около центра сегментов из-за большего магматического расширения в этих областях, в то время как на окончаниях сегментов оно продолжает накапливаться.

Другим возможным объяснением является присутствие в составе коры медленно спрединговых хребтов серпентинитов, которые особенно распространены вблизи поперечных смещений оси. В результате серпентинизации прочность литосферы в этих местах существенно уменьшается [Escartin, Lin, 1995]. Возрастающая из-за серпентинизации локализация напряжения приводит к большой амплитуде сбросов и к более малым углам падения на широко расположенных сбросах. Также в результате процесса серпентинизации пород может происходить инверсия плотности и увеличение объема пород, что может привести к всплыванию и возвышению рельефа на концах сегментов.

Термическое состояние океанической литосферы, напрямую отражается на толщине хрупкого слоя и реологических особенностях литосферы. Механическая прочность – ключевой параметр рельефообразования. От него зависит частота и амплитуда сбросов, которые являются основой формирования характерной морфологии СОХ. Прочность хрупкой части литосферы меняется в зависимости от скорости спрединга и температурного режима. Помимо этого, изменение прочности происходит вдоль простирания оси хребта. Так как механическая прочность напрямую зависит от толщины хрупкого слоя, то сохраняются те же закономерности ее изменения вдоль отдельных сегментов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внеосевой рельеф является результатом тектонических и магматических процессов, происходящих в пределах осевой зоны, а также процессов, действующих по мере удаления его от оси хребта при дальнейшей эволюции.

В целом моделирование показало, что различия в изрезанности рельефа дна, определяются следующими параметрами: а) скоростью растяжения, б) толщиной хрупкого слоя литосферы и ее реологическими свойствами; в) шириной зоны прогрева.

Анализ экспериментальных результатов в совокупности с геолого-геофизической информацией и данными численного моделирования позволяют говорить о том, что формирование различных морфоструктур на хребтах с быстрыми и медленными скоростями спрединга весьма различается, вследствие устойчивости или неустойчивости оси спрединга. При прочих равных условиях, в процессе медленного раздвижения устойчивость оси гораздо меньше, чем при быстром спрединге.

Медленные скорости растяжения и низкий температурный режим определяют отсутствие постоянной осевой магматической камеры. В первую очередь, это отражается на нестабильности оси спрединга, что приводит к более выраженной сегментации. Литосфера менее прогретая, а небольшой магматический бюджет выражается в более прочной и мощной литосфере. В результате способности механически прочной коры выдерживать большие напряжения, сбрососообразование происходит реже, а сами сбросы имеют значительные амплитуды. В подобных условиях формируется расчлененный рельеф, характерный для медленно спрединговых хребтов.

При высоких скоростях растяжения температурный режим более высокий, что проявляется в существовании стационарного магматического очага. Этот очаг практически не меняет своего местоположения, тем самым удерживает ось хребта над собой, в результате чего перескоки оси происходят значительно реже и геометрия оси сохраняет прямолинейный характер. В таких условиях рельеф формируется более равномерно, практически отсутствуют крупные смещения оси. Объемный магматический бюджет предопределяет мощную кору и тонкую слабую литосферу, с меньшей механической прочностью, в результате чего тектонические процессы проявляются в частом и мелко амплитудном сбрасообразовании. Все это приводит к формированию характерного, менее расчлененного рельефа быстроспрединговых хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов // Физика Земли. 2007. № 2. С. 33–50.

Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Реологическая расслоенность океанической литосферы в рифтовых зонных срединно-океанических хребтов // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 252–255.

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Газина Т.В. Особенности формирования структурных неоднородностей в рифтовых зонах океанической литосферы при различных параметрах спрединга (по результатам физического моделирования) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2002. № 5. С. 7–14.

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообра-зующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

Дубинин Е.П, Ушаков С.А. Океанический рифтогенез // М.: ГЕОС. 2001. 293 с.

Escartin J., Lin J. Ridge offsets, normal faulting, and gravity anomalies of slow spreading ridges // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, No. B4. P. 6163–6177.

Goff J.A., Ma Y., Shah A., Cochran J.R., Sempere J-C. Stochastic analysis of seafloor morphology on the flank of the Southeast Indian Ridge. The influence of ridge morphology on the formation of abyssal hills // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 521–534.

Lonsdale P. Regional shape and tectonics of the Equatorial East-Pacific Rise // Mar. Geophys. Res. 1977. Vol. 3. P. 295–315.

Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophys. 1991. Vol. 199. P. 193–210.

Shaw P.R, Lin J. Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98, No B12. P. 21839–21851.

Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.

Thibaud R., Gente P., Maia M. A systematic analysis of the Mid-Atlantic ridge morphology and gravity between 15ºN and 40ºN: constraints of the thermal structure // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 24223–24243.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗРУШЕНИЯ ГЕОСРЕДЫ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В.В. Погорелов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва vpogorelov@list.ru

АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты моделирования напряжений земной коры вдоль профиля через южную оконечность о.Ниас вкрест основных структур Зондской субдукции и побережья Суматры, секущего южный край очага катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения 24.12.2004. В рамках выполненных исследований решена задача расчета напряженно-деформированного состояния в упруго-пластической постановке и проведено моделирование разрушения геосреды под воздействием сильных сейсмических событий.

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЗОНДСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ОБЛАСТИ

Зондская дуга протяженностью более 5600 км расположена между Андаманскими островами на северо-западе и дугой Банда на востоке и является результатом конвергенции Индо-Австралийской плиты и Юго-Восточной Азии. Характер относительного движения заметно изменяется вдоль простирания ввиду дугообразной формы границы плит (рис. 1). На долготе центральной Явы, простирание зоны субдукции почти ортогонально к направлению движения плит. Геометрия дуги (глубина преддуговых бассейнов, склон желоба, расширение желоба в направлении о. Ява) систематически меняется с запада на восток, вместе с тем уменьшается толщина осадков на субдуцирующей плите. Относительное движение плит, нормальное к дуге вблизи о. Ява, становится косым к северу от о. Суматра. До Суматра-Андаманского землетрясения (САЗ) 2004 г оно было практически параллельно дуге с преобладанием обстановки правостороннего сдвига вдоль разломных систем Суматры и Андаман-Никобарских островов. Активный тектонизм западной Индонезии в основном обуславливается субдукцией Австралийской плиты с Суматрой и Явой [Cardwell and Isacks, 1978; Hamilton, 1979]. Согласно [Fitch, 1972; McCaffrey, 1991; McCaffrey, 2000], вдоль Суматры направление субдукции имеет характер косого скольжения под преддуговым желобом и переходит в почти ортогональное дуге затягивание в желобе, которое затем сменяется параллельным дуге правосторонним сдвигом по Суматранскому разлому (Sumatran Fault, SF) (рис. 1). Эти тектонические особенности являются источниками проявления мощной и частой сейсмической активности. Между желобом и Суматранским разломом находится достаточно расщепленный преддуговой блок аккреционной призмы. По ней проходил разлом Ментавай (Mentawai Fault, MF), который в настоящее время не активен и погребен под толщей осадочных отложений.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ САЗ 2004 г

Геодезические данные показывают смещения до 23 мм/год вдоль Суматранского разлома. Рассчитанные скорости сейсмотектонических деформаций максимального укорочения в океанической плите имеют азимут СВ 23^{o} и убывают вдоль желоба с юго-востока на северо-запад от 5.2 до 0.4 см в год. Для западного фланга Зондской дуги имеются данные (каталог NEIC и других авторов) о нескольких сильных землетрясениях с магнитудами более 7.5.

В работе [Ребецкий и Маринин, 2006] на основе метода катакластического анализа и сейсмологических данных о механизмах очагов коровых землетрясений, предшествовавших катастрофическому Суматра-Андаманскому землетрясению (САЗ), выполнялась реконструкция тектонических напряжений. Были получены распределения характеристик напряженного состояния в масштабе осреднения, сопоставимом с мощностью коры (30-50 км): величины напряжений, ориентация главных осей тензора напряжений, оценки значений флюидного давления в трещинно-поровом пространстве горных пород. Результаты расчетов показали неравномерность распределения величин напряжений в исследуемом регионе. Значение максимальных касательных напряжений здесь изменяются в диапазоне 5 - 35 МПа. Оценка величины прочности эффективного сцепления массивов горных пород составила 3.5 МПа. Было отмечено, что к юго-востоку от начала “вспарывания” разрыва САЗ проекции осей алгебраически максимальных и минимальных напряжений на горизон-

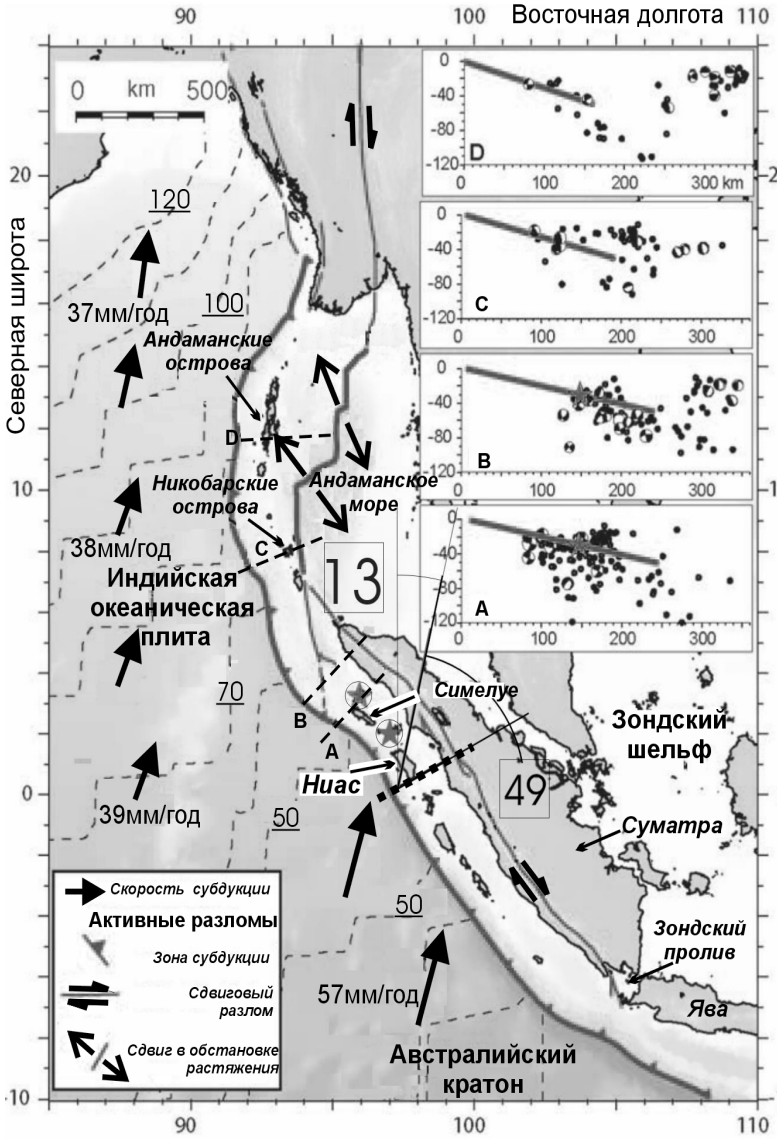


Рис. 1. - Неотектоническая схема района исследований по [Chlieh, 2007].

Скорости Индо-Австралийской плиты (ИАП) относительно Зондского блока по региональной кинематической модели [Bock, 2003; Socquet,2006]. Возраст океанической коры обозначен подчеркнутыми цифрами [Cande, 1995; Gradstein, 1994].
На врезке показаны вертикальные сечения с нанесенной сейсмичностью с 1964 по 2002 гг. Звездочками севернее и южнее о. Симелуе обозначены эпицентры Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. и Симелуе-Ниасского землетрясения 28.03.2005 г.
Жирной точечной линией указано положение рассматриваемого профиля. Значения в квадратах показывают азимут скорости движения ИАП в районе о. Ниас (13°) и угол направления движения ИАП с профилем

тальную плоскость субнормальны.

Результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений [Ребецкий и Маринин, 2006] в части величин напряжений, параметров эффективной прочности пород коры были использованы при создании реологической модели для численного моделирования.

СТРОЕНИЕ 2D-ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ И РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Моделирование напряженного состояния коровых структур выполнялось на 2D-вертикальном профиле (рис. 2), секущем основные тектонические структуры Зондской сейсмоактивной области вкрест о. Суматра (рис. 1) на основе данных глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) [Kiekheffer, 1980] и аномалий регионального поля тяжести [Milsom, 1997]. Комплексные геофизические и сейсмологические данные позволили оценить плотности вдоль рассматриваемого профиля и рассчитать значения модулей упругости. Пределы прочности (текучести) горных пород в разных горизонтах коры и верхней мантии определялись с использованием результатов тектонофизической реконструкции напряжений для Западного фланга Зондской дуги [Ребецкий и Маринин, 2006], а также данные других авторов. Реологические и плотностные свойства структурных областей модели приведены в табл. 1.

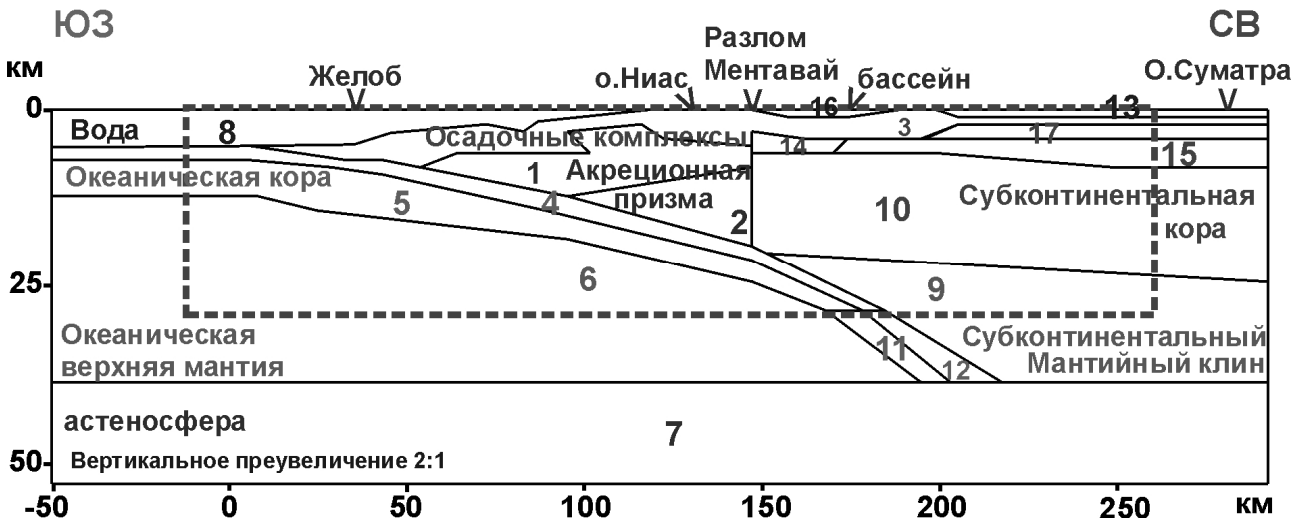


Рис. 2. Структура профиля через южную конечность о. Ниас вкрест побережья о. Суматра на основе [Kieckhefer, 1980, 1981]

Таблица 1 – основные плотностные и реологические характеристики структурных областей 2D-профиля через юго-восточную оконечность о.Ниас вкрест о.Суматра

Тип геоматериала / № № областей	Плотность г см$^{-3}$	Коэфф. Пуассона	Модуль Юнга, ГПа	Критерий пластичности	Предел упругости, МПа	Эфф. коэфф. внутреннего трения
Осадочные комплексы / 1, 3, 14, 17	2,4-2,6	0,25	30-40	Друкер-Праггер	1,5-2,0	0,125 -АП; 0,315
Субконтинен-тальная кора / 2, 10, 15	2,6-2,8	0,25	40	Друкер-Праггер	2,0	0,125 –АП; 0,315
Океаническая кора / 4, 5, 11, 12	2,7-2,9 3,3-3,4	0,30	60-100 120-150	Друкер-Праггер	5-10 3-5	0,050-0,125
Океаническая мантия / 6	3,4	0,25	150	Мизес	2	0
Субконтинентальная литосфера/ 9	3,4	0,25	150	Мизес	1,5	0
«Астеносфера» / 7	3,4	0,35	0,1	Мизес	0,1	0
Вода / 8,13,16	1,03	0,5	0,001	Мизес	3	0

Сокращение – АП- обл.2 -акреционная призма (палео-акреция)

Комплексные геофизические и сейсмологические данные позволили оценить плотности вдоль рассматриваемого профиля и рассчитать значения модулей упругости. Пределы прочности (текучести) горных пород в разных горизонтах коры и верхней мантии определялись с использованием результатов тектонофизической реконструкции напряжений для Западного фланга Зондской дуги, выполненной в работе [Ребецкий и Маринин, 2006], а также данные других авторов о сбрасываемых в очаге напряжениях.

В численных расчетах породы мантии моделировались упруго-пластическим телом Мизеса без упрочнения (идеальная пластичность после достижения предела упругости):

$$\left|I_2\right| \le \tau_{\tilde{n}}. \qquad (1)$$

Здесь I_2 – второй инвариант тензора напряжений, $\tau_{\tilde{n}}$ – предел текучести. Исследования уровня природных девиаторных напряжений в мантии на основе анализа размера зерен в мантийных включениях [Mercier, 1980], показали, что вблизи границы Мохо они могут составлять около 10-20 МПа, а по мере приближения к низам литосферы снижаются до 3 МПа. В силу этого в численных расчетах значение предела текучести подкоровой литосферы принималось равным 2-3 МПа.

Для описания деформационного поведения пород коры использовалось тело Друккера – Прагера, предельное состояние которого определяется двумя параметрами: пределом внутренней прочности τ_{iC} (внутреннее сцепление – inner cohesion strength) и коэффициентом внутреннего трения k_c (inner friction)

$$\left|I_2\right| \le \tau_{ic} + k_c p^* . \qquad (2)$$

Здесь $p^* = p - p_{fl}$ – эффективное давление, определяемое как разность тектонического давления в твердом каркасе пород и флюидного давления.

Создаваемое понижение прочности ввиду флюидного давления определялось заменой коэффициента внутреннего трения k_c аналогичным эффективным значением:

$$\bar{k}_{\tilde{n}} = k_{\tilde{n}}(1-\lambda) \text{ при } \lambda = p_{fl} / p_{lt} . \qquad (3)$$

Для определения предела эффективной прочности отдельных участков коры был проведен ряд тестовых расчетов. Критерием отбора являлось соответствие уровня девиаторных напряжений результатам тектонофизической реконструкции природных напряжений [Ребецкий и Маринин, 2006]. В результате получен окончательный вариант распределения параметров прочности вдоль исследуемого профиля [Погорелов и др., 2010].

УСЛОВИЯ НАГРУЖЕНИЯ

Плотностные неоднородности в строении субдукционной области района Сумарта-Андаманского катастрофического землетрясения создают более значительный вклад в поле современных девиаторных напряжений по сравнению с напряжениями, обусловленными горизонтальными движениями океанической плиты. Гравитационное напряженное состояние следует рассматривать в качестве начального напряженного состояния, на фоне которого путем последующего нагружения, вызванного движением океанических плит, формируется конечное напряженное состояние. Это позволяет наиболее корректно учитывать влияние эволюции формирования литосферы субдукционных областей.

Анализ воздействия горизонтальной нагрузки на непогруженный участок плиты показал, что ее влияние практически полностью компенсируется на расстоянии порядка 100 км и почти не передается далее. Учет влияния затягивания тяжелым концом погруженного слэба в качестве движущей силы и перераспределения мантийного вещества (конвекция) приводит к появлению растягивающих напряжений при увеличении угла падения зоны Беньофа в области активного взаимодействия «океан-континент».

Эволюция процесса «догружения» позволила выделить линеаризованные особенности в коре переходной области. Положение областей локализации пластических деформаций в виде наклонных полос с погружением под субконтинентальную плиту для участка западного фланга Зондской дуги, полученные по результатам расчета (рис. 5, *в*), хорошо соответствуют наблюдаемым по геофизическим данным системам листрических разломов [Kieckhefer et al., 1980].

Полученные распределения основных параметров поля напряжений устойчивы к определенным вариациям краевых условий и механических свойств и, следовательно, отражают совокупный эффект краевых условий нагружения и реологических свойств на модели малой мощности (профиль может быть построен на основе данных ГСЗ). Тем не менее, отличия в ориентациях осей главных напряжений говорят о том, что при реологии геосреды, близкой к природной не удается задать краевые условия таким образом, чтобы корректно отразить способность пододвигающегося слэба передавать горизонтальные напряжения на значительные расстояния.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ СИЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

Исследовались косейсмические деформации, формирующиеся после сильного землетрясения. Для моделирования воздействия землетрясения на геотектоническую структуру выбраны два крупных сейсмических события, произошедших вблизи профиля: Суматра-Андаманское землетрясение 2004 г. и Симелуе-Ниасское землетрясение 2005 г. Первое развивалось с глубины 30 км вдоль верхней границы слэба и практически достигло поверхности, второе началось на похожих глубинах, но зона разрыва не распространилась выше аккреционной призмы. Модель очага землетрясения по [Simoes, 2004, Natawidjaja, 2004], характер афтершоковых последовательностей [Chlien, 2007], а также закономерности вертикальных голоценовых и косейсмических деформаций [Briggs, 2008, Konca, 2006] позволили построить численную модель и провести сравнительный анализ полученных результатов с природными данными. Активизация сейсмогенной зоны и «вспарывание» коры в результате формирования очага землетрясения моделировалось в квазистатической постановке элементом повышенной сдвиговой деформации с реологией Друккера-Прагера. Коэффициент внутреннего трения и предел прочности подбирались в соответствии с величинами сбрасываемых напряжений в очаге сильного землетрясения в предположении, что основная работа производится засчет накопления сдвиговых деформаций.

В качестве начального напряженного состояния здесь использовалось решение для комплексного поэтапного нагружения под действием двух источников воздействия – плотностных неоднородностей и горизонтальных перемещений океанической плиты с погружением слэба в более податливый структурный слой «астеносферы» под действием заталкивания и вызванного им перераспределения вещества. Краевые начальные условия, полученные из окончательной модели нагружения от двух источников, а также поверхность вспарывания показаны на рис.3: а) модель Симелуе-Ниасского землетрясения 2005 г, б) модель Суматра-Андаманского мега-землетрясения 2004 г. Изменения в распределении всесторонних давлений показывают небольшие превышения при рассмотрении данного воздействия. Тем не менее, область вспарывания заметно выделяется в максимальных упруго-пластических деформациях сдвига. Распределения вертикальных перемещений говорят о появлении сильно-градиентных зон перехода (схематически линеаризованы на рис. 4, в). Если предположить, что после активизации сейсмогенной области аналогично рассмотренному варианту, область вспарывания затем проникла в более молодые структуры аккреционной призмы (рис. 5), то можно отметить, что область сдвиговых деформаций не продлилась за пределы палео-аккреционной призмы.

Распределения горизонтальных и вертикальных перемещений говорят о стремлении к выделению двух наиболее крупных блоков – океанической литосферной части и субконтинента с переходной областью порядка 50 км по латерали от схематического разлома Ментавай в сторону о. Суматра. Таким образом, породы аккреционной призмы «движутся» скорее в составе пододвигающейся океанической литосферы, испытывая сопротивление субконтинентального блока, чем стремятся «надвинуться» на субгоризонтальный участок океанической плиты. Вероятно, это связано с недостаточностью запасенной энергии деформаций для более значимого развития сейсмогенной области. Модель Суматра-Андаманского землетрясения (рис. 3, б) показывает тенденцию к надвиганию аккреционных структур на океан при пододвигании слэба с активизацией разрыва вдоль всей его верхней границы (рис. 6).

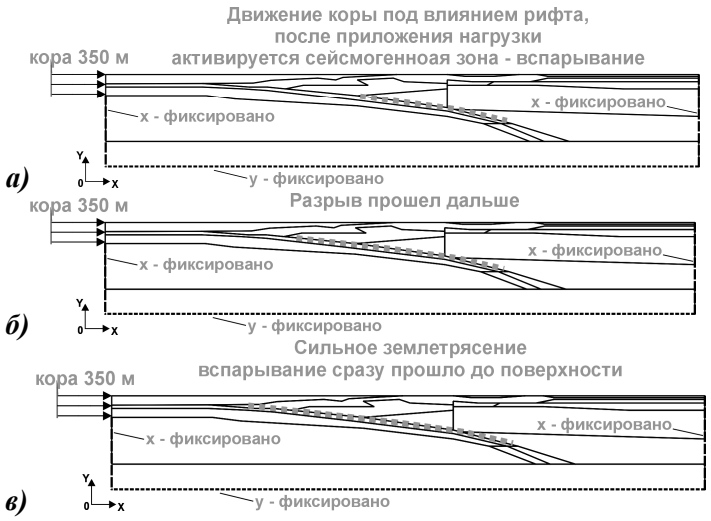
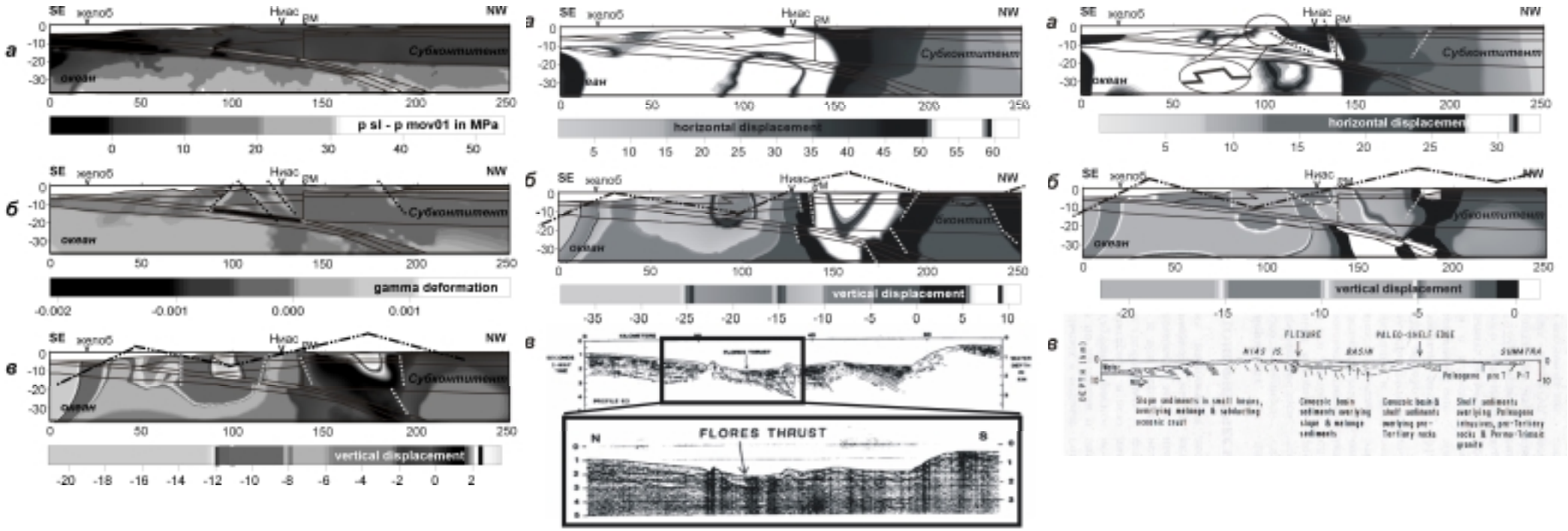


Рис. 3. Варианты активизации сейсмогенной зоны: а) активация происходит только под палеоакреционой призмой, б) вспарывание проходит в акреционные комплексы средних слоев, в) моделирование сильного события – вспарывание происходит вдоль всего слэба



Слева направо:

Рис. 4. Распределения алгебраических разностей исследуемых параметров напряженно-деформированного состояния между результатами расчета для данной задачи с активизацией сейсмогенной области и начального напряженного состояния (гравитация +движение):
а) давление, МПа, ***б)*** сдвиговые деформации, ***в)*** вертикальные перемещения, м.

Рис. 5. Распределения приращения перемещений для данной задачи с активизацией сейсмогенной области и начального напряженного состояния (гравитация +движение): ***а***) горизонтальные перемещения, м, ***б***) вертикальные перемещения, ***в***) схематизорованная структура вкрест Зондской дуги и детализированный участок профиля ГСЗ вблизи островов Флорс по [Silver,1983]

Рис. 6. Распределения приращения перемещений для задачи моделирования Суматра-Андаманского мега-землетрясения 2004 г. (с активизацией сейсмогенной области вдоль всей границы слэба с областью перехода океан-континент) и результатами расчета начального напряженного состояния (гравитация+движение): а) горизонтальные перемещения, б) вертикальные перемещения, в) схематизированная структура вкрест Зондской дуги на основе исследований ГСЗ вблизи о. Ниас по [Karig,1979].
Ломаная линия отражает тенденцию в перемещениях дневной поверхности

ВЫВОДЫ

1. Принятая модель очага и корректный учет начального напряженного состояния позволили рассчитать поля напряжений, деформаций и перемещений для сильнейшего сейсмического события с активизацией протяженной зоны вспарывания (Суматра-Андаманское землетрясение, M_w=9.15, декабрь 2004 г) и более слабого с блокированной сейсмогенной областью (Симелуе-Ниасское землетрясение, M_w=8.6, март 2005 г). Построенные поля хорошо согласуются с ко-сейсмическими смещениями, оцененными по данным сети станций GPS, и измерениями на атоллах вдоль берегов о.Ниас, а также с системой трещинных нарушений, возникших на острове.

2. Рассмотрение модели с поэтапным вспарыванием разрыва показало иную картину распределения анализируемых параметров полей напряжений, деформаций и перемещений. Она выступает в пользу асейсмического развития деформаций ввиду недостаточности запасенной энергии. Тем не менее, она хорошо соотносится с наблюдаемыми закономерностями голоценовых вертикальных смещений и может рассматриваться в качестве интер-сейсмической модели при небольшом периоде повторяемости событий. Отметим, что действие сейсмогенной зоны, заданной в модели реологии геоматериала, здесь не проявляется. Это говорит о ее вероятном блокировании между крупными сейсмическими событиями.

3. Анализ вероятных перемещений дневной поверхности вдоль всего рабочего профиля показал качественное совпадение с геологическими структурами регионального масштаба области перехода от Индийского океана через зону субдукции к Зондскону континентальному блоку, полученными по ГСЗ. Так, результат моделирования Суматра-Андаманского землетрясения привел к совпадению с тектонической схемой на профиле вкрест острова Суматра, проходящего через середину о. Ниас. Модель поэтапной активации разлома кореллирует с профилем вкрест Зондской дуги вблизи островов Флорс.

4. Применение модели геосреды с реологией тела Друккера-Прагера для океанической литосферы с изменяющимся значением прочности сцепления позволило выполнить для Западного фланга Зондской дуги расчет изменения напряжений в результате сильного сейсмического события, а также для его афтершковой последовательности.

ЛИТЕРАТУРА

Погорелов В.В., Конешов В.Н., Ребецкий Ю.Л. Численное моделирование напряжений западного фланга Зондской сейсмоактивнй области // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Выпуск 15. С. 174-192

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т 47, № 11. Новосибирск. Гео. С. 1192-1206.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов // М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 350 с.

Bock Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W., McCaffrey R., et al. Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements // JGR. 2003. V. 108, NO. B8. 2367.

Briggs R.W., Sieh K., Amidon W.H., Galetzka J., Prayudi D., Suprihanto I., Sastra N., Suwargadi B., Natawidjaja D., Farr T.G. Persistent elastic behavior above a megathrust rupture patch: Nias island, West Sumatra // JGR. 2008. №113. B12406, doi:10.1029/2008JB005684.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic// JGR, 1995 №100, pp 6093-6095

Cardwell R.K., Isacks B.L. Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in Eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions// JGR. 1978. № 83. P. 2825–2838.

Chlieh M., Avouac J.-P., Hjorleifsdottir V., Song T.-Ru A., Chen J., Sieh K., Sladen A., H. Hebert, Prawirodirdjo L., Bock Y., Galetzka J. Coseismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra–Andaman Earthquake of 2004 // Bull. Seismol. Soc. 2007. Vol. 97, No. 1A. P. S152–S173

Hamilton W.B. Tectonics of the Indonesian region // U.S. Geological Survey Professional Paper 1078. 1979. 345 p.

Karig D.E., Moore G.F., Curray J.R., Lawrence M.B. Morphology and shallow structure of the lower trench slope off Nias Island, Indonesia // Bull. Geol. Soc .Amer. 1979. P. 92-113.

Fitch T.J. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformations adjassent to Southeast Asia and Western Pacific // JGR. 1972, V 77. P. 4432-4460

Kieckhefer R.M., Shor Jr.G.G., Curray J.R. Seismic refraction studies of the Sunda trench and forearc basin // JGR 1980. V. 85. P. 863-889.

Kieckhefer R.M., Moore G.F., Emmel F.J. Crustal structure of the Sunda Forearc region west of central Sumatra from gravity data // JGR 1981. V. 86, № B8. P. 7003-7012.

Konca O., Hjorleifsdottir V., Song T.-Ru A., Avouac J.-P., Helmberger D. V., Chen J., Sieh K., Briggs R., Meltzner A. Rupture Kinematics of the 2005 Mw 8.6 Nias–Simeulue Earthquake from the Joint Inversion of Seismic and Geodetic Data // Bull. Seismol. Soc. Am. 2007. Vol. 97, No. 1A. P. S307–S322, doi: 10.1785/0120050632.

McCaffrey R. Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc // Geology. 1991. V 19. P. 881-884.

McCaffrey R., Zwick P., Bock Y., Prawirodirdjo L., Genrich J., Stevens C. W., Puntodewo S.S.O., Subarya C. Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling // JGR. 2000. V. 105. P. 28,363-28,376.

Mercier J.C. Magnitude of the Continental Litosphere Stresses Inferred from Rheomorphic Petrology // JGR. Vol. 85, No. B11, 1980. P. 6293-6303

Milsom J., Walker A. The Gravity Field of Sumatra. Geology of Sumatra // Geol. Soc. Mem.,1997, NO. 27.

Natawidjaja D.H., Sieh K., Ward S.N., Cheng H., Edwards R.L., Galetzka J., Suwargadi B.W. Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia // JGR. 2004. Vol. 109. B04306.

Silver E.A., Reedl D., McCaffrey R., Joyodiwiryo Y. Back arc thrusting in the Eastern Sunda Arc, Indonesia: a consequence of-arc-continent collision // JGR, 1983, Vol. 88, № B9, p.7429-7448

Socquet A., Vigny C., Chamot-Rooke N., Simons W., Rangin C. and Ambrosius, B. India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS .// JGR. 111, B05406, 10.1029/2005JB003877, 2006.

Simoes M., Avouac J.P., Cattin R., and Henry P. The Sumatra Subduction zone: A case for a locked fault zone extending into the mantle // JGR. 2004. Vol. 109, B10402, doi:10.1029/2003JB002958.

ВЫДЕЛЕНИЙ ПЛОСКОСТИ РАЗРЫВА В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЮЖНЫХ И СРЕДНИХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

А.Ю. Полец

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Курильские острова и Камчатка являются самыми сейсмоактивными областями нашей страны. Здесь часто происходят сильнейшие катастрофические землетрясения. Эпицентры землетрясений вытянуты вдоль дуги (рис. 1), такое расположение очагов дает возможность предполагать непосредственную связь сейсмичности Курило-Камчатской зоны с основными тектоническими структурами Тихого океана. В пределах района исследований были выделены плоскости разрывов в очагах землетрясений, произошедших до катастрофических Шикотанского землетрясения 4(5).10.1994 (M_w=8.3) и Симуширского землетрясения (15.11.2006 г) (M_w=8.3) и после них. Для этого применялся метод катакластического анализа механизмов очагов землетрясений (МКА), созданный Ю.Л. Ребецким [2007]. Этот метод является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений, включающий методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений (М.В. Гзовский, О.И. Гущенко, С.Л. Юнга, Ж. Анжелье и др.).

Только для землетрясений, очаг которых вышел на поверхность, или для достаточно сильных землетрясений, в афтершоковой области которых производились специальные сейсмологические наблюдения, имеются данные о положении плоскости разрыва сплошности среды. Однако в рамках МКА предлагается новый критерий выбора нодальных плоскостей, который опирается на энергетические критерии при анализе процесса квазипластического деформирования трещиноватых сред. Разрыву в очаге землетрясения из двух нодальных плоскостей с векторами нормалей n и s соответствует нодальная плоскость с нормалью n, для которой выполняется соотношение:

$$(\tilde{\tau}_n^i + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^i) - (\tilde{\tau}_s^i + k_s \tilde{\sigma}_{ss}^i) > 0,$$

где n и s – индексы нормалей к нодальным плоскостям механизмов очага анализируемого землетрясения; $\tilde{\tau}_n$ и $\tilde{\sigma}_{nn}$ – редуцированные напряжения; k_s - коэффициент поверхностного трения.

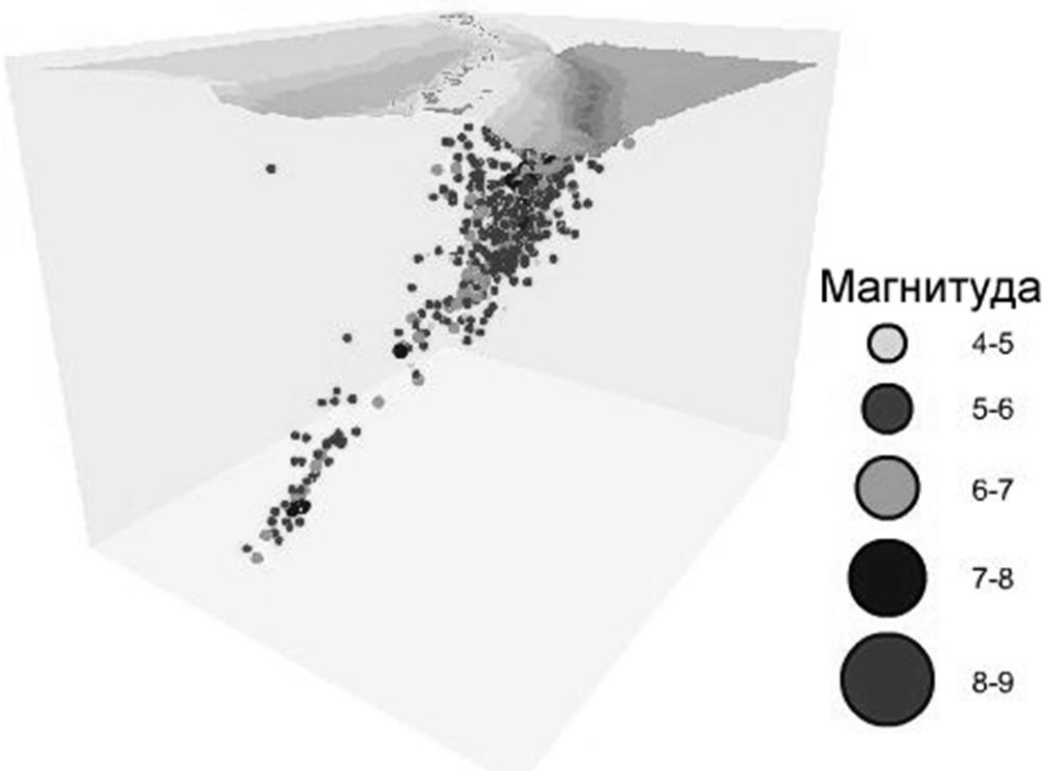


Рис. 1. Трехмерное изображение земной поверхности и гипоцентров землетрясений Курило-Охотского региона за 1977-2010 гг по данным каталога NEIC

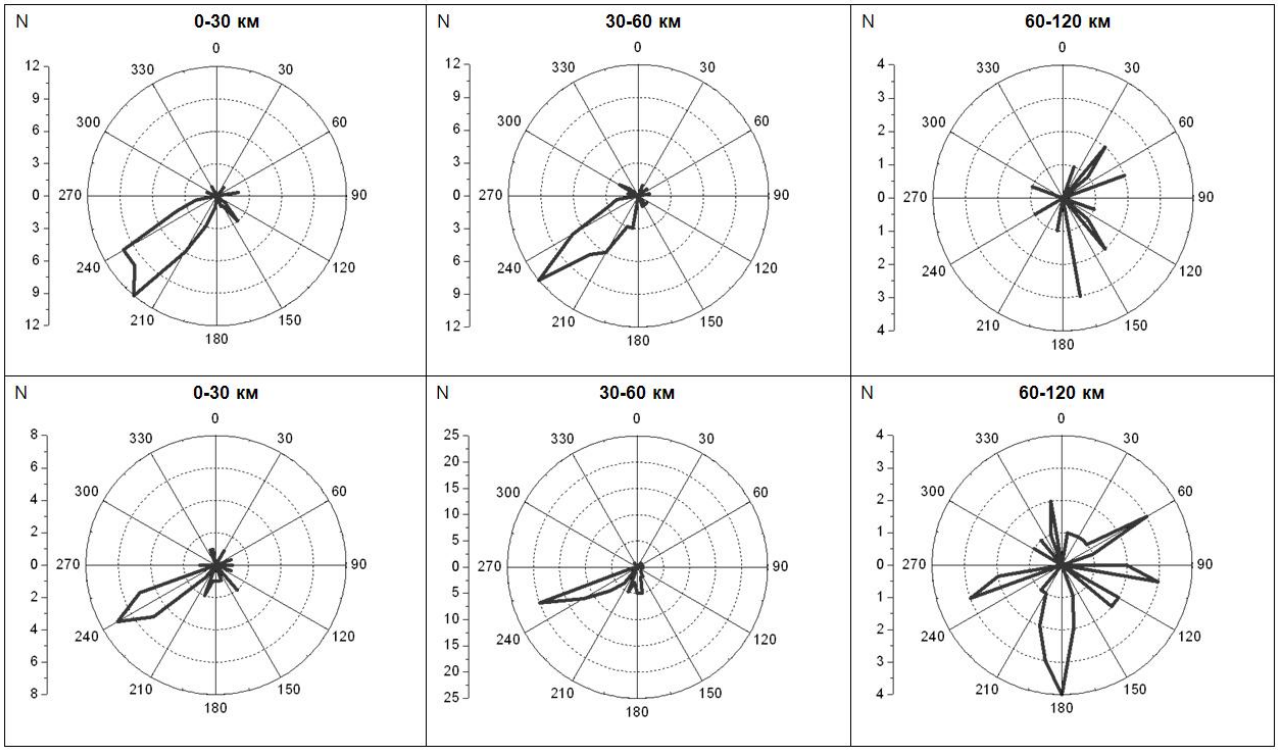


Рис. 2. Азимут простирания реализованных плоскостей (STK) в районе Южных Курил: а – до 4(5).10.1994 ; б – после 1996 г

Данный критерий позволяет выбрать из двух вариантов ту нодальную плоскость, которая доставляет большее значение кулоновых напряжений. Анализ на редуцированной диаграмме Мора взаимного расположения точек характеризующих нормальные и касательные напряжения, относительно линии предела внутренней прочности и минимального сопротивления сухого трения показывает, что в качестве плоскости разрыва предпочтительны нодальные плоскости, доставляющие точки в левую верхнюю часть суммарной диаграммы Мора. Нодальная плоскость, реализованная согласно данному алгоритму, имеет большее значение сцепления и величину сбрасываемых напряжений.

В качестве примера применения критерия рассмотрен выбор плоскостей в районе исследования. Алгоритм реализации МКА предусматривал мониторинговый режим реконструкции, каждый из выделенных доменов сканировался во времени. В результате сканирования были определены временные интервалы квазиоднородного деформирования, для которых созданы однородные выборки механизмов очагов землетрясений. Реконструкция напряженного состояния выполнялась на основе данных CMT (тензоров моментов центроидов) – решений для землетрясений, взятых из каталога NEIC, в виде двойного диполя. Обработка исходных сейсмологических данных производилась, в пределах областей 40°-48° с.ш. и 143°-153° в.д. и45°-50° с.ш. и 149°-158° в.д., в узлах сетки 0.25°x0.25° в латеральном направлении, для разных глубинных интервалов (0-30, 30-60, 60-120 км) и разных временных этапов. До Шикотанского землетрясения 4(5) октября 1994 г. и в постафтершоковый период (после 1996 г.) [Полец, Злобин, 2009а, б, в]. До Симуширского землетрясения (15.11.2006 г) и в афтершоковый период (после 13.01.2007 г). В афтершоковый период реконструкцию удалось выполнить для интервала 0–30 км [Полец, Злобин, 2009г].

В соответствии с критерием были построены карты пространственного распределения механизмов очагов землетрясений из однородных выборок с выделенными плоскостями очагов землетрясений и гистограммы показывающие, ориентацию плоскостей разрывов и их угол падения по глубинам (0-30, 30-60, 60-120 км) (рис. 2, 3). Для рассмотренных механизмов очагов землетрясений выявляются общие свойства, присущие, вероятно, большинству очагов Курило-Охотского региона. В очагах рассмотренных землетрясений (глубины 0-30 и 30-60 км), плоскость разрыва ориентирована вдоль простирания островной дуги - азимут простирания (STK) лежит в пределах (210-240°). После события 4(5).10.1994 азимут простирания немного увеличился, однако прежняя тенденция сохраняется (рис. 2). На глубинах 60-120 км четко выраженного направления

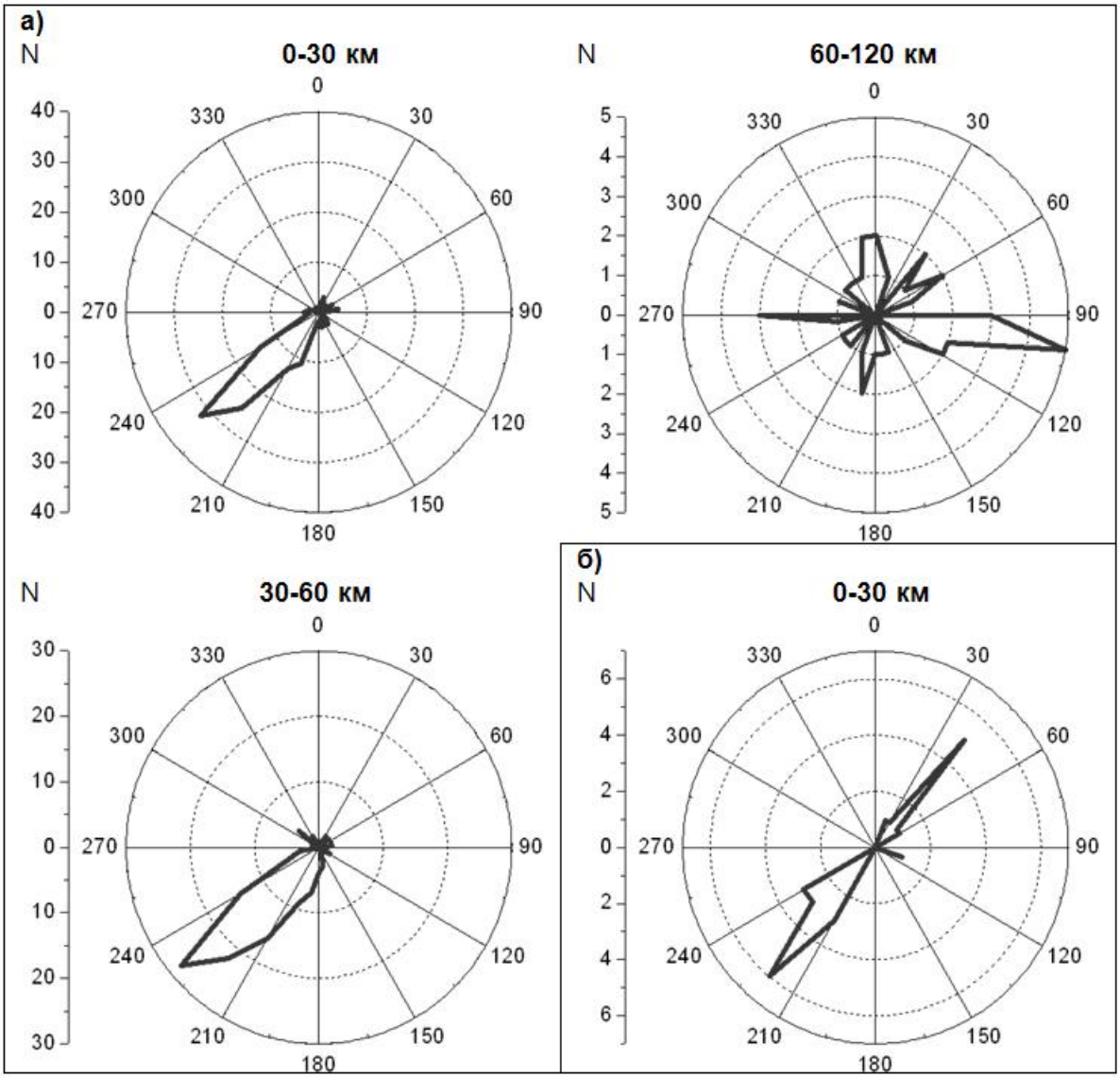


Рис. 3. Азимут простирания реализованных плоскостей (STK) в районе Средних Курил: а – до 15.11.2006 г.; б – после 13.01.2007

STK реализованных плоскостей на Южных и Средних Курилах не отмечено (рис. 2, 3). Угол падения (DP) реализованных плоскостей у землетрясений в районе Средних Курил 30-35° (глубины 0-30 и 30-60 км). На Южных Курилах обстановка менее стабильна, преобладают плоскости, у которых (DP) лежит в интервалах от 15-25° (0-30 км), на глубинах 30-60 км он увеличивается до 30-35°. С глубиной 60-120 км для Южных и Средних Курил трудно сказать, каков угол падения реализованных плоскостей.

Таким образом, для большинства рассмотренных механизмов очагов землетрясений для глубин 0-30 и 30-60 км плоскости разрыва ориентированы вдоль простирания островной дуги с пологим углом погружения. Для глубин 60-120 км устойчивой ориентировки азимута простирания и направления падения плоскостей не выявлено. Это связано с разным строением блоков земной коры и верхней мантии, что выражено в структуре и физических неоднородностях (плотностные, скоростные, реологические, температурные, структурные).

Распределение механизмов очагов в СФЗ как в плане, так и по глубине показало, что она представляет собой глубинную разломную зону со сложным строением. Подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами (сбросы, взбросы, надвиги и т.д.), приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям. Вдоль нее концентрируются напряжения и накапливаются сдвиговые деформации, которые определяют закономерности распределения механизмов очагов на различных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

Полец А.Ю., Злобин Т.К. Напряженное состояние земной коры и верхней мантии Южных Курил до и после Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 2-5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2009а. С. 13–15.

Полец. А.Ю., Злобин Т.К. Исследования закономерностей тектонических напряжений в Курило-Камчатской зоне // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания, Иркутск, 18-21 августа 2009 г. Т. 2. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2009б. С. 117–119.

Полец А.Ю., Злобин Т.К. Применение метода катакластического анализа разрывных нарушений для исследований Южных Курил Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. М.: ИФЗ. 2009в. С. 165–171.

Полец А.Ю., Злобин Т.К. Изучение механизмов очагов землетрясений на Сахалине и Курилах // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2009г. С. 168–171.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.

СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ НА ОСНОВЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

И.А. Потехина

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

В настоящей работе представляются результаты тектонофизических исследований выполненных для месторождения “трубка Комсомольская”. Выбор объектов для изучения во многом определялся тем, что данный карьер находятся в стадии активной разработки. В этом случае исследователи имеют возможность проводить последовательное изучение разрывной сети месторождений по мере вскрытия и углубления горизонтов карьеров. При этом для наблюдений оказываются доступны не только вмещающие и перекрывающие породы, но и кимберлитовые тела.

Кимберлитовая трубка Комсомольская расположена в 15 км к северо-востоку от пос. Айхал. Считается, что трубка локализована в зоне разлома северо-восточного простирания. Данное предположение основано, прежде всего, на известных данных о форме трубочного тела. Кимберлитовая трубка Комсомольская имеет удлиненную форму с изометрическим расширением примерно в центральной части. Ее длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении [Харькив и др., 1998]. Сложена трубка двумя типами кимберлитовых пород, соответствующих двум фазам внедрения. В центральной ее части развиты – автолитовые кимберлитовые брекчии второй фазы внедрения, а на флангах (дайковая часть) – порфировые кимберлиты первой фазы внедрения. Контакт между кимберлитами интрузивный. Трубка прорывает осадочные породы ордовикского и силурийского возрастов [Коптиль и др., 2003]. С поверхности трубка Комсомольская полностью перекрыта более молодыми образованиями: терригенными отложениями линзовидной формы пермо-карбона и траппами: туфами и долеритами которые относятся к двум фазам базитового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы [Томшин и др., 2001]. Они образуют над трубкой два пластообразных тела, различающихся по физическим свойствам и относящихся к двум петромагнитным комплексам. Общая мощность трапповых тел достигает 65 м. Одна из пластовых интрузий сечет кимберлитовое тело. Ее мощность изменяется от 20 до 50 м, непосредственно над трубкой она достаточно выдержанная и составляет 30 м. Этой интрузией от центральной части кимберлитового тела отторгнут блок размерами 310×120 м и мощностью 45-50 м. На северо-восточном фланге трубки пластовой интрузией срезана дайковая часть тела вместе с вмещающими ее породами, и смещена к северо-западу на 40 м.

Для решения задач структурного картирования в карьере была создана сеть из 177 точек структурно-геологических и тектонофизических наблюдений, в каждой из точек был выполнен комплекс тектонофизических наблюдений. Наблюдения проводились на разных горизонтах карьера во вмещающих, перекрывающих и непосредственно в кимберлитовых породах.

При организации сети точек в пределах карьерного поля мы следовали принципам специального структурного картирования [Семинский, 1994], которые предусматривают проведение комплекса однотипных тектонофизических наблюдений в пределах каждой из них. Он включает в себя измерение и описание основных систем трещин на документируемом участке, а также, в случае наличия структур более высокого ранга (разрывных нарушений), их детальную характеристику. Кроме того, в точках, где позволяли условия для безопасного проведения работ, производился массовый замер элементов залегания трещин.

В зависимости от сложности конкретной ситуации, измерялось от 30 до 100 трещин с указанием их генетической разновидности (сколовая или отрывная). Особое внимание уделялось выявлению трещин, которые возникли в результате проведения взрывных работ и по этой причине в массовый замер не включались. В случае наличия следов перемещения на поверхностях трещин, документировались ориентировки штрихов (или борозд) и проводилось описание поверхностей скольжения, а также определялись (если это было возможно) направления смещений. Помимо дизъюнктивов, в точке наблюдения также описывались другие структурные формы: складки, будины, линейность и т.д.

При характеристике разрывных структур использовалась следующая условная шкала ранговой соподчиненности разрывов: 1) трещины (длиной от 0.1 до 5 м); 2) крупные трещины (длиной более 5 м); 3) разрывные нарушения (зоны трещиноватости, дробления и грубого рассланцевания мощностью от нескольких сантиметров до десяти и более метров и длиной в десятки - сотни метров); 4) локальные разломы (зоны разрывных и пластических деформаций мощностью в десятки метров и

протяженностью в сотни метров – первые километры) – региональный разлом (зона разрывных и пластических деформаций мощностью в сотни метров и длиной в десятки и сотни километров, вмещающая кимберлитовое тело)**.** По углам наклона к горизонту все разрывы подразделялись на три группы: 1) субвертикальные (углы наклона 60-90°); 2) наклонные (30-59°); 3) субгоризонтальные нарушения (углы наклона менее 29°). По своим масштабным характеристикам (мощность и длина), для прямого изучения в бортах карьера были доступны структуры первых трех уровней ранговой шкалы (от трещин до разрывных нарушений). Зоны локальных и региональных разломов выделялись, на этапе интерпретации собранных данных.

Особое внимание уделялось определению количественных характеристик трещинной сети. С этой целью выполнялся подсчет количества трещин на 1 м^2 изучаемой площадки (*N*). Данный параметр измерялся как непосредственно в полевых условиях (на стенке карьера рисовался круг площадью 1 м^2), так и на цифровых фотоизображениях изученных стенок (с учетом масштаба фотографий). Кроме того, фиксировались параметры отдельных трещин (длина, зияние, амплитуда смещения и другие характеристики).

Для обработки, визуализации и анализа полученной информации использовались как известные программные продукты (SURFER, AutoCad, Rockworks, Rose), так и оригинальная разработка лаборатории тектонофизики – программный комплекс STRUCTURE. В последнем из них автоматизирован процесс построения различных видов структурных диаграмм по замерам трещин и разрывных нарушений, а также реализованы основные методы выделения и анализа сопряженных систем трещин [Гзовский, 1975; Николаев, 1977] и определения линий смещения [Данилович, 1961].

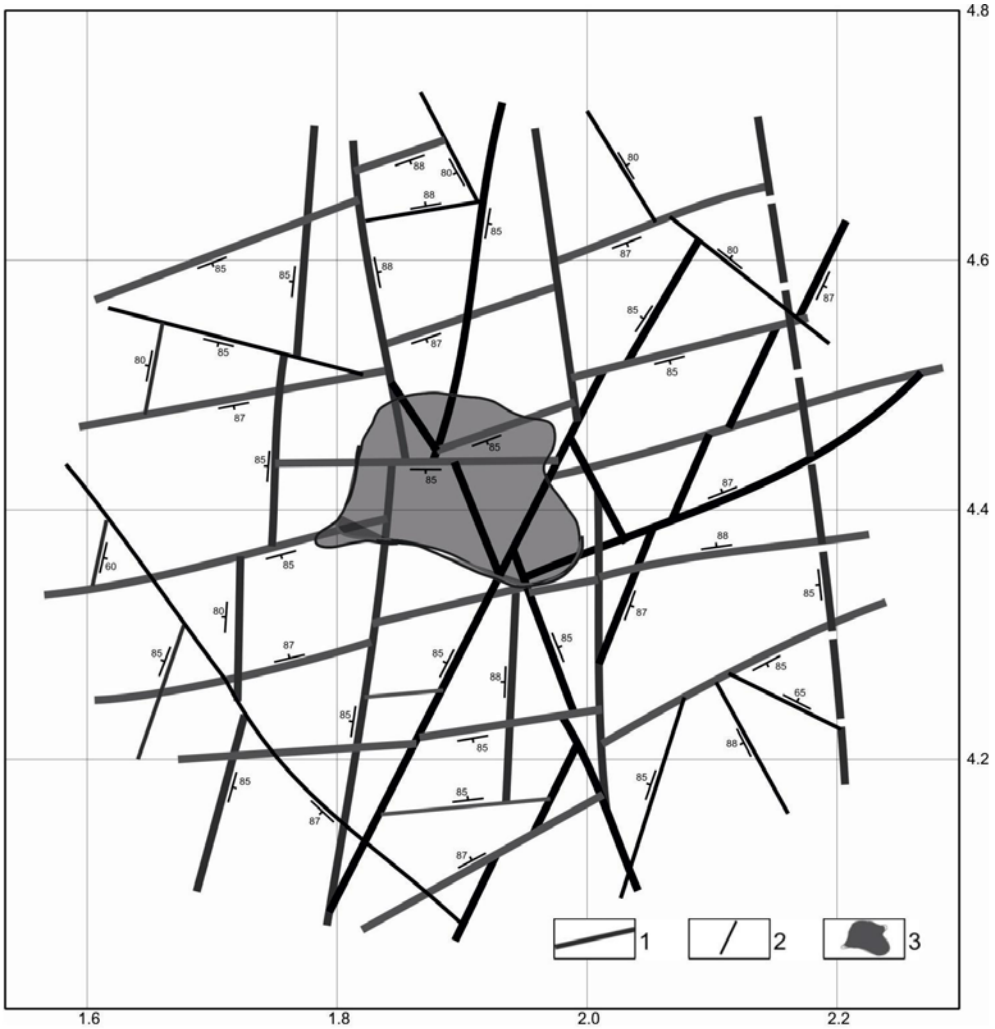


Рис. 1. Схема разломно-блокового строения месторождения трубка Комсомольская. 1 – зоны локальных разломов являющихся межблоковыми границами; 2 – внутриблоковые разрывные нарушения; 3 – контур рудного тела на горизонте +160м.

Собранная в процессе полевого изучения и систематизированная в электронных таблицах информация содержит полную характеристику разрывов разного ранга и связанных с ними других деформационных структур, зафиксированных в каждой из точек наблюдения. Это позволило при дальнейшем анализе использовать как стандартные, так и специальные методические приемы. В процессе построения схемы разломно-блокового строения для участка локализации трубки Комсомольской были последовательно рассмотрены закономерности проявления разрывных структур разного ранга, а также особенности распределения в пространстве численных параметров характеризующих нарушенность массива горных пород трещинами (Γ – количество трещин на 1 погонный метр; N – количество трещин на 1 м^2, V – количество трещин на 1 м^3).

Результаты обработки более чем 1500 замеров тектонических трещин и разрывных структур более высокого ранга свидетельствуют, что трубка Комсомольская приурочена к узлу разломов субширотного и субмеридионального направлений, которые представлены сериями сближенных зон субвертикальных разрывных нарушений различного масштаба (рис. 1). Нарушения северо-западной и северо-восточной ориентировок развиты, главным образом, в пределах трапповых силлов и перекрывающих отложений, фрагментами проявлены на различных глубинах карьера и не играют значительной роли в тектонической структуре вмещающих трубку палеозойских толщ. Мы предполагаем, что многие из закартированных разломных зон развивались как сдвиги. В пользу этого свидетельствуют: отсутствие сколько-нибудь значительных вертикальных смещений, наличие характерных поясных рисунков на диаграммах трещиноватости, а также результаты восстановления локальных полей тектонических напряжений. Сводная роза-диаграмма простираний субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для всей совокупности полученных решений полей тектонических напряжений (рис. 2), свидетельствует, что формирование и активизация разрывной сети участка локализации трубки Комсомольская происходили под влиянием как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа. Первое (I) из них характеризовалось северо-восточной ориентировкой оси сжимающих усилий и северо-западной – оси растягивающих. Второе (II) – северо-западным простиранием оси сжатия и северо-восточным – растяжения. И, наконец, третье поле (III) определяется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. Эти данные совпадают с результатами полученными при изучении трубок Мало-Ботуобинского района [Гладков и др., 2003, 2005], что может свидетельствовать о единой тектонической обстановке, определявшей локализацию кимберлитовых тел на этих территориях.

Закономерности строения трещинных сетей, определяющих внутреннее строение разрывных нарушений и разломных зон в целом (рис. 3, А-В), также не противоречит сделанным выше заключениям. Исходя из известных закономерностей разрывообразования [Семинский и др., 2005], наблюдаемая совокупность трещин (рис. 3, Г) объясняется наложением структурных парагенезисов, сформированных на разных этапах сдвиговых движений в сопряженных зонах субмеридионального и субширотного разломов. При этом в их пределах, на каждом из этапов формируются аналогичные по направлениям и кинематике трещин, с той лишь разницей, что опережающие R-сколы в субмеридиональной зоне являются R’-сколами в субширотной и наоборот (R’ в субмеридиональной – будут

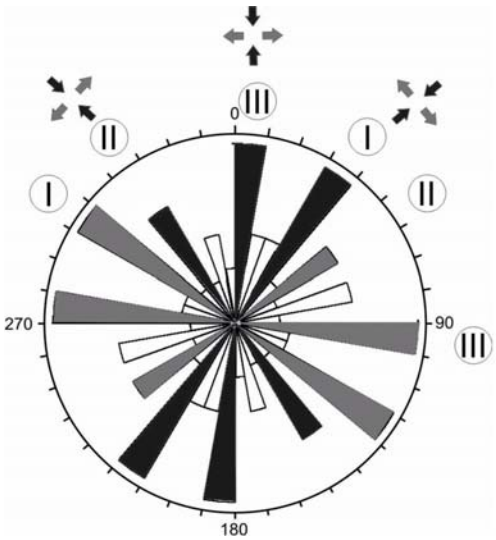


Рис. 2. Сводная роза-диаграмма простираний субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для всей совокупности полученных решений полей тектонических напряжений

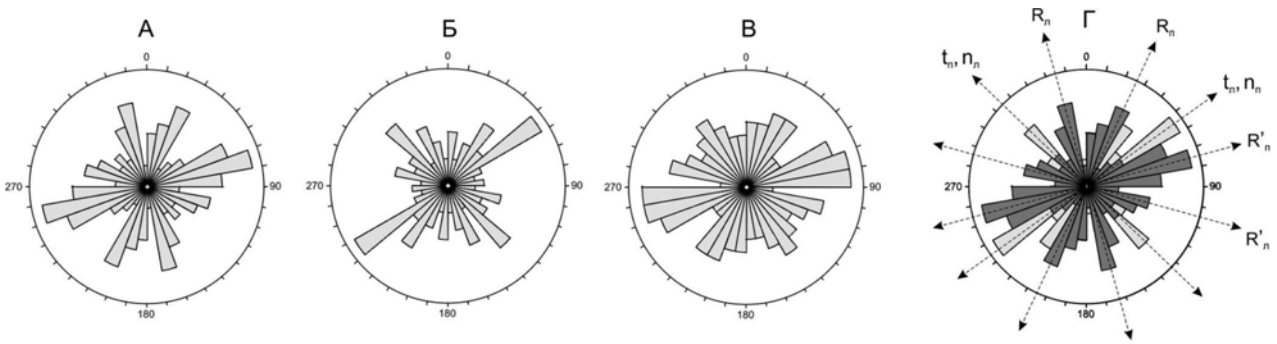


Рис.3. Розы-диаграммы простираний основных систем трещин в карьере
А – субвертикальные (480 замеров); Б – наклонные (148 замеров); В – субгоризонтальные (215 замеров). Г - комбинированная роза-диаграмма простираний субвертикальных (серая) и наклонных (светло серая) систем трещин: R и R' - опережающие R и R' сколы; t - разрывы сжатия (взбросы, надвиги); n - разрывы растяжения (сбросы); подстрочные буквы л и п - означают принадлежность к лево- или правосдвиговому парагенезису в субмеридиональной зоне сдвига.

R-сколами в субширотной). На рис. 3, Г представлена интерпретация для парагенезисов возникающих в зоне субмеридионального разлома. Она показывает, что на одном из этапов (в поле напряжений характеризующимся СВ направлением сжатия и СЗ растяжения) в указанной зоне происходило развитие правосдвигового парагенезиса разрывных структур включающего субвертикальные сдвиговые нарушения северо-северо-восточной (R-сколы), восток-северо-восточной (R’-сколы) ориентировок, а также наклонные взбросы северо-западного (t-разрывы) и сбросы северо-восточного (n-разрывы) простираний. На другом, характеризующемся СВ направлением сжатия и СЗ - растяжения, происходило становление левосдвигового парагенезиса: субвертикальных сдвиговых нарушений северо-северо-западного (R-сколы) и запад-северо-западного (R’-сколы) направлений, а также наклонных взбросов северо-восточного (t-разрывы) и сбросов северо-западного (n-разрывы) простираний.

Совокупность приведенных выше данных и результаты их анализа дают основание предположить, что локализация трубки Комсомольская происходила в узле сдвиговых разломных зон субширотного и субмеридионального простираний, которые испытали как минимум два этапа разнонаправленных движений. Форма рудного тела, как на поверхности, так и на глубине характеризуется вытянутостью в восток-северо-восточном направлении. Такая форма соответствует блоку растяжения, который должен был формироваться между взаимодействующими восток-северо-восточными разрывами при правосдвиговых движениях в зоне субмеридионального разлома. При этом на глубине, в условиях возрастающего всестороннего давления за счет веса вышележащих пород, раскрытие этого блока существенно меньше, чем в приповерхностных условиях, где резко возрастает и ширина зоны разрывных деформаций в целом. Исходя из этого, предлагается следующая модель формирования тектонической структуры на участке локализации трубки Комсомольская (рис. 4):

На начальном отрезке первого этапа (правосдвиговых движений по зоне субмеридионального разлома), происходило становление R’-сколов восток-северо-восточного направлений (Рис. 4, а). Затем, R’-сколы утрачивали свою активность и начиналось формирование R-сколов: дизъюнктивов северо-северо-восточной ориентировки. На участке их взаимодействия, который приходится на отрезок восток-северо-восточного нарушения, возникла структура растяжения – пулл-апарт, в которой происходило внедрение первой (даечной фазы) кимберлитов (рис. 4, б). Продолжение на этом этапе прорастания R-сколовых нарушений приводило к дальнейшему раскрытию пулл-апарта, которое на глубине имело щелевой характер, а с приближением к земной поверхности ширина его значительно увеличивалась за счет комбинирования движений по субвертикальным и субгоризонтальным разрывным нарушениям. С этим моментом, по-видимому, связано внедрение основной массы кимберлитовой трубки (рис. 4, в). На втором этапе, при смене действующего поля напряжений на прямо противоположное, наряду с формированием нового парагенезиса (запад – северо-западные R’-сколы и север – северо-западные R-сколы), существенную роль сыграла также активизация сформированных ранее нарушений и структур. При этом происходила смена знака движений по северо-северо-восточным нарушениям (они активизируются как левые сдвиги).

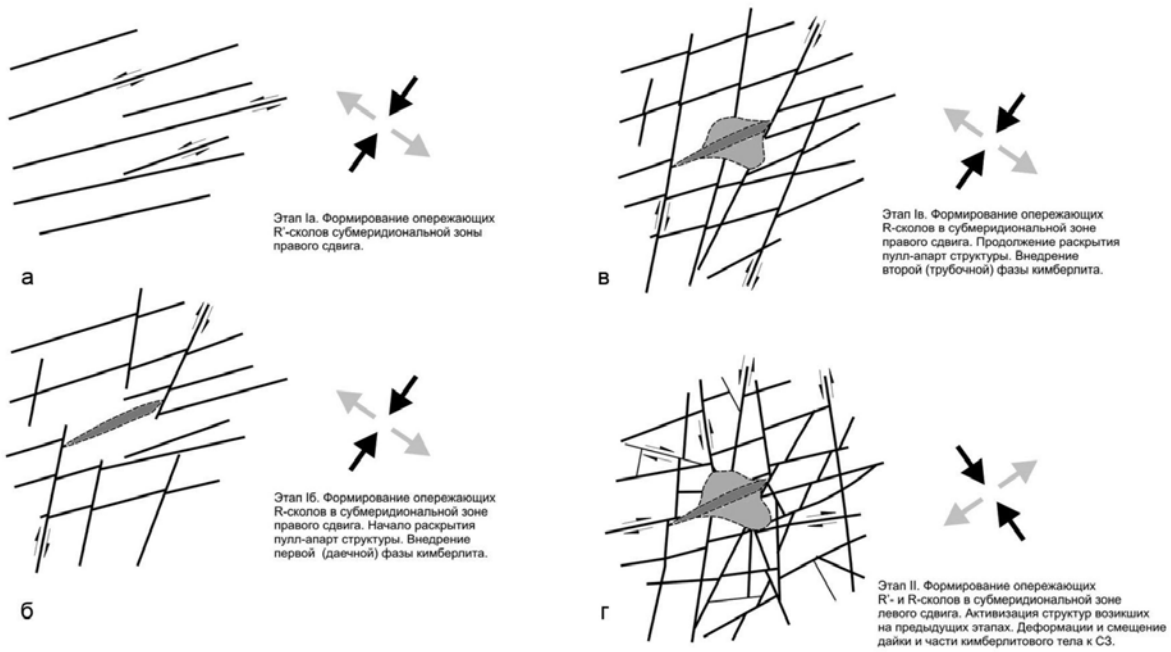


Рис. 4. Модельная схема этапности развития разрывных нарушений и внедрения трубки Комсомольская
Стрелками показаны направления осей сжатия (черный) и растяжения (серый)

Поэтому структуры, сформированные на участке их взаимодействия оказываются в обстановке сжатия (рис. 4, г). Это этап деформирования трубки в результате тектонической активизации вертикальных контактов кимберлитового тела и смещение части их по субгоризонтальным срывам в северо-западном направлении. Третий этап, связанный с действием поля характеризующегося субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением не показан на рисунке, поскольку он не приводит к формированию существенно новых направлений разрывных нарушений во вмещающих трубку отложениях, а отражается лишь в активизации существующих дизъюнктивов.

Основные результаты исследований выполненных на участке локализации кимберлитовой трубки Комсомольская можно сформулировать следующим образом:

- Трубка Комсомольская локализована в узле зон сдвиговых разломов субширотного и субмеридионального направлений. Последняя из них имеет определяющее значение в локализации кимберлитового тела;
- Внутренняя структура разломных зон сформировалась в результате, как минимум, двух этапов знакопеременных сдвиговых движений;
- Установлена последовательность проявления региональных полей тектонических напряжений сдвигового типа, которые определили становление структурных парагенезисов разрывов разломной зоне и внедрение в них кимберлитового расплава;
- Разработана геодинамическая модель связывающая формирование кимберлитовой трубки Комсомольская с последовательным развитием в субмеридиональной сдвиговой зоне структуры тип “pull-apart”.

ЛИТЕРАТУРА

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М. 1998. 555 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–116.

Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Шерман С.И., Манаков А.В., Борняков С.А., Матросов В.А., Дзюба И.А., Гарат М.Н. Структурный контроль кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского района // Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г.Мирный и алмазодобывающей

промышленности России). Воронеж: Воронежский государственный университет. 2005. С. 49–63.

Гладков А.С., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Лунина О.В., Фролов В.С. Тектонофизический подход к анализу структурного контроля алмазоносных кимберлитовых трубок (на примере трубки Айхал) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронежский государственный университет. 2003. С. 283–288.

Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. № 5. 2001. С. 19–24.

Коптиль В.И., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С. Основные типоморфные особенности алмазов трубки Комсомольская (Далдыно-Алакитский алмазоносный район, Якутия) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронежский государственный университет. 2003. С. 212–215.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск. 1961. 48 с.

Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112–130.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2005. 293 с.

МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ОСНОВЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ

Ю.С. Пушкаревский

ФГАОУ ВПО «Северо-восточный федеральный университет имени М.К.Аммосова», г. Якутск jurixx@bk.ru

Для оперативного решения задач мониторинга геофизической среды, состояния уровня сейсмической активности, динамики сейсмического режима и отображения сейсмологической информации в реальном режиме времени на современном этапе применяются геоинформационные технологии в виде с использованием программных продуктов MapInfo, GlobalMapper, ArcGis. Для широкого круга пользователей применяется картографическая система Google Earth.

Разрабатываемое приложение «Earthquake Analyzer» для геоинформационных систем (ГИС) позволяет решать все перечисленные задачи, как на профессиональном уровне, так и на уровне пользователя и состоит из следующих модулей:

Модуль 1. Разработан для отображения сейсмологической информации в произвольно заданных пространственно – временных масштабах. Информация может быть отсортирована по любому параметру каталога землетрясений. Выбор области отображения осуществляется либо заданием координат угловых точек, либо графическим способом задания прямоугольной области [Пушкаревский, 2010].

Модуль 2. Разработан для отображения активных тектонических структур в заданный интервал времени, либо в реальном режиме времени при поступлении оперативных сейсмологических данных [Пушкаревский и др., 2009]. Данный модуль предназначен для прогнозирования периодов повышенной сейсмической активности отображаемой области, что является важным для принятия управленческих решений на ответственных гражданских и промышленных сооружений, находящихся в зоне кинематического влияния активизированных разломов. В данном модуле заложен дифференциальный принцип контроля сейсмической активности (рис. 1).

Вкладка «Экспресс-визуализация» содержит:

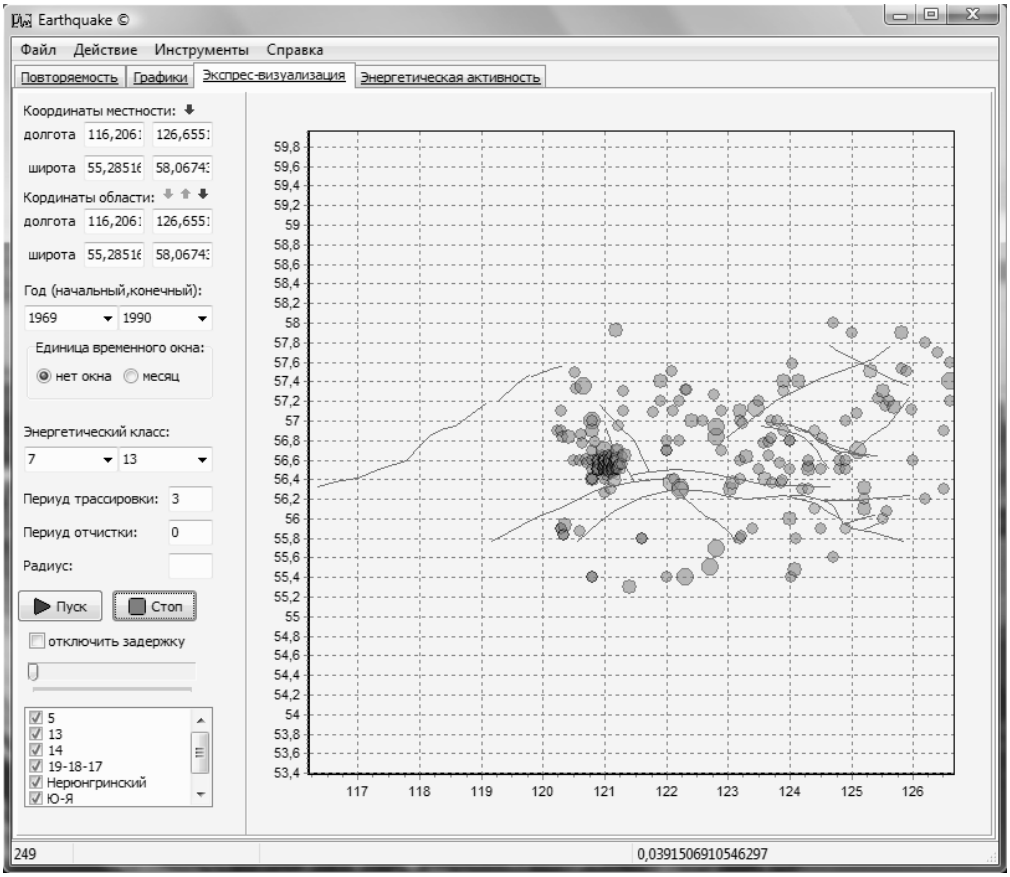


Рис. 1. Модуль отображения эпицентров произошедших землетрясений различных энергетических классов [Овсюченко и др., 2009] и систем активных разломов [Каталог USGS]

1) поля – координаты местности и координаты области, которые при загрузке каталога землетрясений задаются автоматически. Координаты можно задать вручную или выделить курсором область исследования. В последнем случае, в поле «Координаты местности» число знаков после запятой произвольное. При ручном вводе устанавливаются координаты с точностью до сотых. Координаты области задаются для исследования выбранного участка исследования, тогда как координаты местности задают общую область;

2) в поле «Год» задается интервал исследования по годам;

3) поле «Единица временного окна» - устанавливает наличие временного окна по месяцам;

4) поле «Энергетический класс» - предоставляет возможность выбора определённого класса землетрясений;

5) поле «Период трассировки» устанавливает размер временного окна, при отображении сейсмичности;

6) поле «Период очистки» ограничивает вывод информации по годам, для более удобного отображения данных.

В нижнем левом углу также предусмотрен ползунок, который позволяет изменять скорость отображения данных на экране и окно содержащее выбранные геологические разломы.

Модуль 3. Осуществляет картографическую привязку по описанному выше принципу с возможностями интерактивной работы с базами данных, разработанных в модулях 1, 2 [Пушкаревский, 2010].

Модули 4, 5. Данные модули разработаны для расчета характеристик сейсмичности для анализа и прогнозирования динамики сейсмического процесса. Описание вкладок «Повторяемость» и «Графики» представлено в работе [Пушкаревский, 2010].

Модуль 6. Модуль расчета интегральной сейсмической активности, реализованный с использованием различных пространственных и временных фильтров, позволяющий визуально отслеживать миграцию сейсмической активности по изменению цветовой гаммы. Модуль реализован в двух вариантах: в статическом режиме с отображением всей области моделирования в динамическом режиме смены цветовой гаммы с динамикой локальных максимумов (рис. 2).

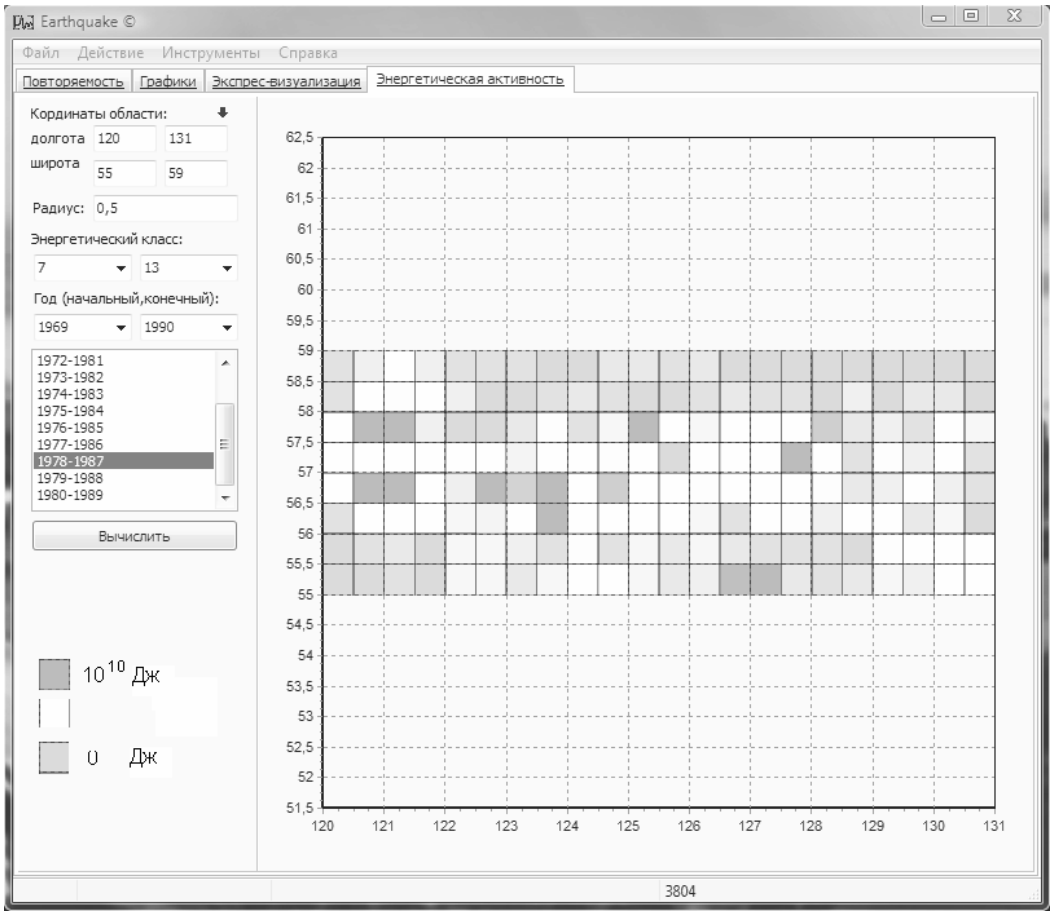


Рис. 2. Отображение интегральной активности (10^{10}Дж/10лет) цветовой гаммой

Модуль 7. (В состоянии разработки). Модуль предназначен для отображения состояния геофизической среды всего региона исследований. Теоретические основы для разработки данного модуля заложены в учении М.А. Садовского о блочном строении геофизической среды и реализованном в виде алгоритмов автором работы [Трофименко, 2010].

Предполагается, что на границах блоков происходит расфазировка сейсмической активности в короткопериодных вариациях (полусуточных, суточных, недельных). Длиннопериудные составляющие сейсмической активности (месячные, годовые) при образовании консолидированной области должны совершать синфазные движения, как в горизонтальной так и вертикальной плоскости.

Контроль за состоянием геофизической среды в данном модуле реализован на основе алгоритма расчета коэффициентов корреляции межблоковой сейсмической активности.

Общий алгоритм программы работает следующим образом:

- на первом этапе загружаются сейсмологические данные из базы данных землетрясений;
- программа производит расчёты по известным методам и выдаёт результат.

Структура алгоритма схематически представлена на рисунке 3.

Задачи и технологии мониторинга геологической среды отработаны в ГИС Google [Google Earth COM API Documentation, Материалы сайта Google «Планета Земля»]и совместимы с такими приложениями как ArcGis, MapInfo и GlobalMapper.

ЛИТЕРАТУРА

Каталог USGS [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.usgs.gov Каталог.

Материалы сайта Google «Планета Земля» [Электронный ресурс] Режим доступа: http://earth.google.com Google «Планета Земля».

Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., П.С., Карасев, Е.А. Рогожин, В.С. Имаев, В. М. Никитин, Н.Н.Гриб. Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 55–74.

Пушкаревский Ю.С. Разработка программы отображения сейсмичности «EarthQuake Analyzer» на основе Гис технологий // Материалы XI всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов в г. Нерюнгри Нерюнгри. 2010. С. 256–258.

Пушкаревский Ю.С., Трофименко С.В., Маршалов А.Я., Морозова В.Е. Автоматизированная система мониторинга и моделирования сейсмического режима Олекмо-Становой зоны // Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара 21-24 сентября 2009 г. М.: ИФЗ РАН. 2009. С. 181–184.

Пушкаревский Ю.С. Комплекс программ визуализации сейсмичности на основе ГИС технологий. Наука и образование. Якутск: 2010. С. 100–102.

Трофименко С. В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 64–77.

Google Earth COM API Documentation [Электронный ресурс] Режим доступа: http://earth.google.com/comapi/index.html Google Earth COM API Documentation.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗЬ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ С РАСПРОСТРАНЕНИЕМ КАВЕРНОВО-ПОРОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

А.Б. Рапопорт

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, arapoport@arcticgers.ru

Комплексный анализ геологического строения месторождений углеводородов различных регионов показывает значительную роль разломно-блоковых структур в строении нефтегазоносных комплексов платформенных территорий. Не вызывает сомнений структуроформирующее воздействие на осадочный чехол разрывной тектоники фундамента, определяющей морфологию пликативных локальных форм.

Изучение разломной тектоники имеет большое практическое значение для выявления закономерностей распределения залежей как в порово–каверновых, так и кавернозно-трещинных коллекторах.

Учитывая тесную связь блоков фундамента и осадочного чехла, а также и унаследованный конседиментационный характер развития разграничивающих эти блоки флексурно-разломных зон, которые контролируют структурные и литолого-фациальные особенности осадочных комплексов. В данной работе в качестве основной задачи ставилось выявления закономерностей распределения коллекторов различного типа в продуктивных отложениях нижнего девона. Для решения поставленной задачи предполагалось, прежде всего, закартировать системы структуроформирующих флексурно-разломных зон (ФРЗ), контролировавших развитие палеогеоморфологической структуры территории, которая в свою очередь определяла морфологию и динамику рельефа дна палеобассейна, тем самым, обеспечивая тесную связь тектоники, седиментации, вторичных процессов и коллекторов.

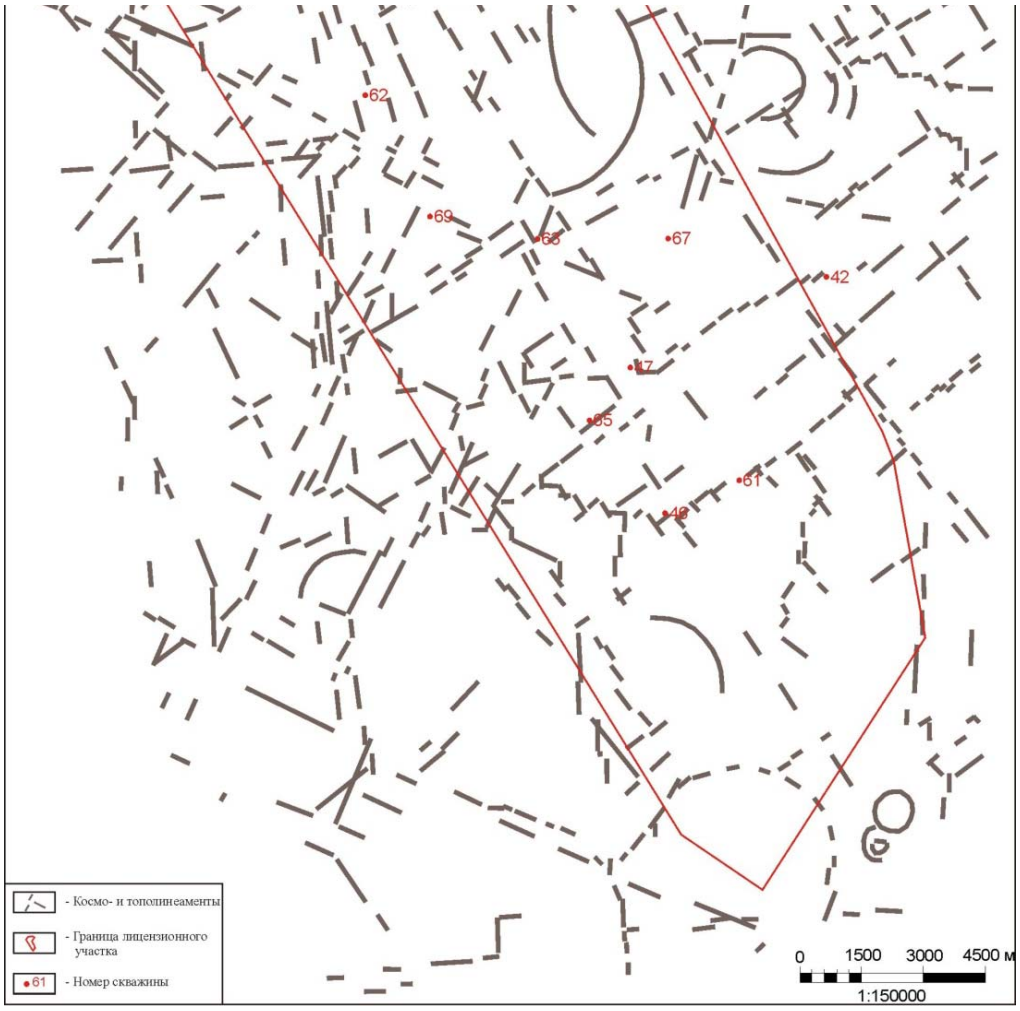


Рис. 1. Схема космо- и тополинеаментов

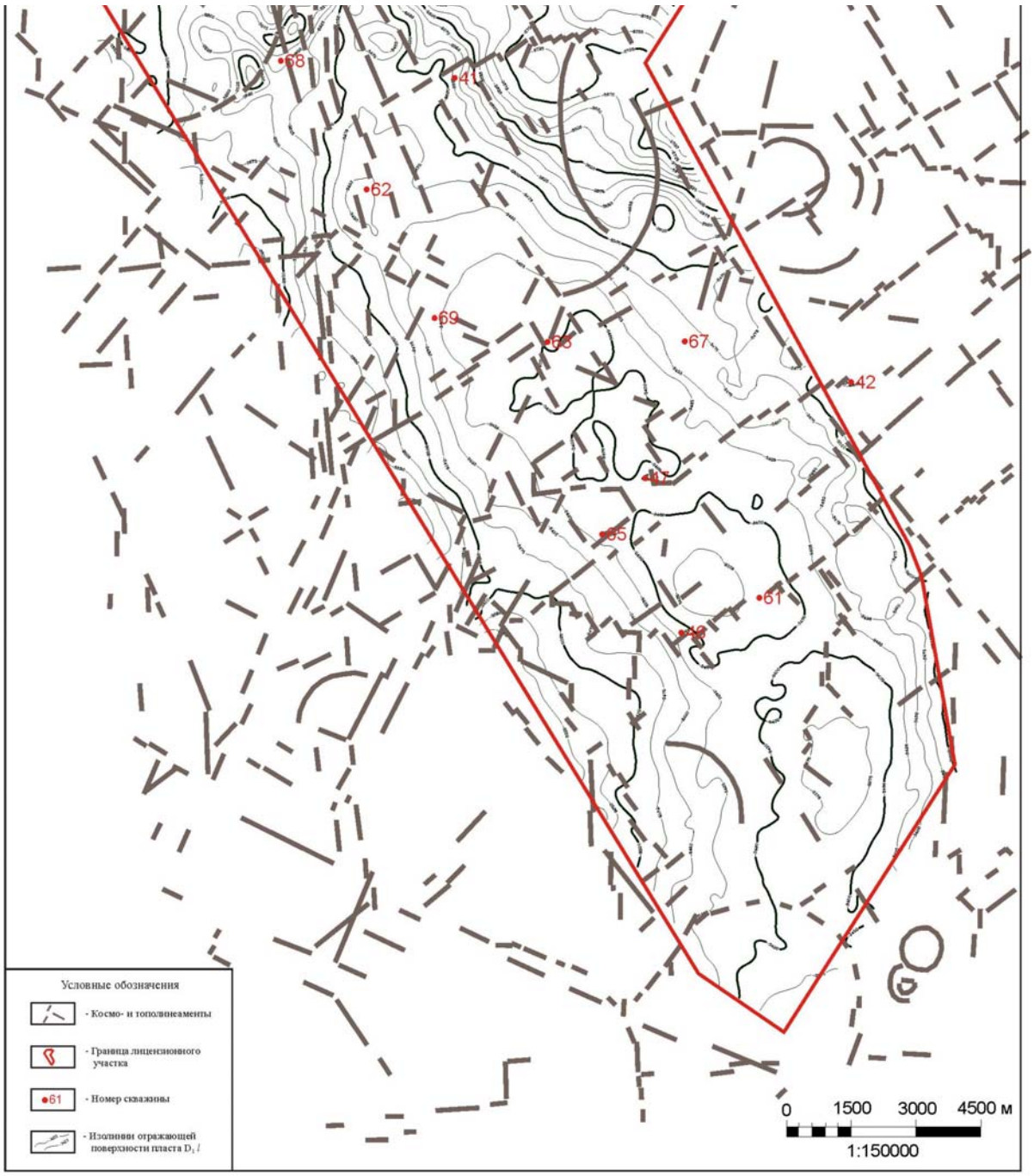


Рис. 2. Схема сопоставления структуры пласта D_1l с космо- и тополинеаментами

Дешифрирование обзорных космогеогических и геоморфологических данных по рассматриваемому району и прилегающим территориям позволило выявить линеаменты современного тектонического плана, значительная протяженность и ширина которых позволяет предполагать их связь с глубинной неоднородностью территории и возможно древний возраст заложения. Протяженные линии – линеаменты – традиционно считаются обусловленными разломами, зонами дробления, повышенной трещиноватости, или осями флексур и линейных складок (рис. 1).

Сочетание линеаментов соответствует разломно-блоковым элементам, являющимся структуроформирующими для осадочного чехла. Простирание и конфигурация пликативных структур нижнедевонских отложений в основном отвечает разломно-блоковому строению. Судя по данным космо- и топодешифрирования большая часть нарушений прослеживается до дневной поверхности, по-видимому, в виде зон трещиноватости. Показательно, что в пликативных формах находят отражение даже мелкие кулисообразные сочетания небольших линеаментов, в локальных перегибах структурных планов. Это свидетельствует о том, что такие сочетания вызваны не

неоднозначностью дешифрирования, а реальному кулисообразному расположению структуроформирующих нарушений. Вычленяемые линеаментами блоки отвечают размерам наиболее мелких локальных осложнений, представляющих практический интерес для детализации строения месторождения и соответствуют фиксируемому уровню детализации как структурного плана, так и схемы дешифрирования (рис. 2).

Цикличность строения осадочных комплексов является результатом периодичности процесса седиментации, который определяется региональными внешними причинами, имеющими тектоническую природу. Набор слагающих цикл литотипов определяется морфологией дна и глубиной бассейна, гидродинамикой среды осадконакопления, интенсивностью тектонических погружений, привносом в бассейн терригенного и радиогенного материалов, соленостью воды и климатическими условиями.

В процессе формирования цикла глубина бассейна и гидродинамика среды осадконакопления закономерно изменяются в зависимости от интенсивности тектонического погружения и биогенной седиментации. Формирование карбонатных циклов имеет свои особенности. На первом этапе формирования карбонатного цикла, характеризующимся быстрым тектоническим опусканием, глубина моря увеличивается, гидродинамика среды уменьшается, поступление в бассейн терригенного и радиоактивного материалов растет, что приводит к образованию трансгрессивного ряда осадков, в котором преобладают глинистые слоистые разности с низкой первичной пористостью. На втором этапе формирования карбонатного цикла скорость тектонического погружения уменьшается и происходит обмеление бассейна за счет возрастания скорости биогенной седиментации, что сопровождается накоплением трансгрессивного ряда первично пористых литологических разностей, благоприятных для образования пород-коллекторов.

Расчленение продуктивных отложений нижнего девона проведено по данным ГИС, преимущественно по данным РК, что, как правило, вполне достаточно для выделения и трассирования синхронных циклитов в карбонатных комплексах. В соответствии с изложенными принципами выделения седиментационных циклов в разрезе продуктивных отложений было выделено четыре циклита, в основании которых залегают преимущественно глинистые разности пород, характеризующиеся повышенными значениями на кривой ГК.

Формирование карбонатных циклов рассматривается в связи с их палеоструктурной приуроченностью. В пределах изученных месторождений выявлены изменения мощностей и фациальных особенностей карбонатных циклов, обусловленные наличием мелкоблоковой структуры фундамента. Шаг неоднородности продуктивных горизонтов соответствовал ширине тектонических блоков, выявленных структурным анализом. Дифференцированные опускания тектонических блоков выражались в образовании террасовидного рельефа дна и формировании локальных структурно-фациальных зон с характерным набором осадков.

Рельеф дна девонского палеобассейна представлял собой слабо всхолмленную морскую равнину, повышенные участки которой находились выше действия базиса волн. На мелководность бассейна указывает наличие региональных пластов-коллекоторов, в формировании которых основная роль принадлежит выщелачиванию в условиях перерывов в осадконакоплении. Развитие высокоёмких пластов-коллекторов на синхронных уровнях свидетельствует о выведении из-под уровня моря значительных участков дна, что возможно лишь при слабой расчлененности рельефа, не превышающей первые десятки метров.

Работами многих исследователей был доказано, что образование карбонатного коллектора возможно при наличии осадков с высокой первичной пористостью и при условии благоприятного воздействия на них постседиментационных факторов. Детальное изучение карбонатных коллекторов показывает, что наилучшие условия для формирования вторичной емкости создаются в слабоглинистых частях карбонатных циклов, формирующихся на высоких участках палеоструктур. Различные первичная водопроницаемость и пористость осадков обуславливает изменение ФЕС коллекторов по разрезу цикла в соответствии с генетическими типами первичных известняков.

На основе представления о характере накопления осадков в карбонатном цикле проведено моделирование процесса седиментации в различных структурно-фациальных зонах и показана закономерная смена типов осадков во время накопления цикла.

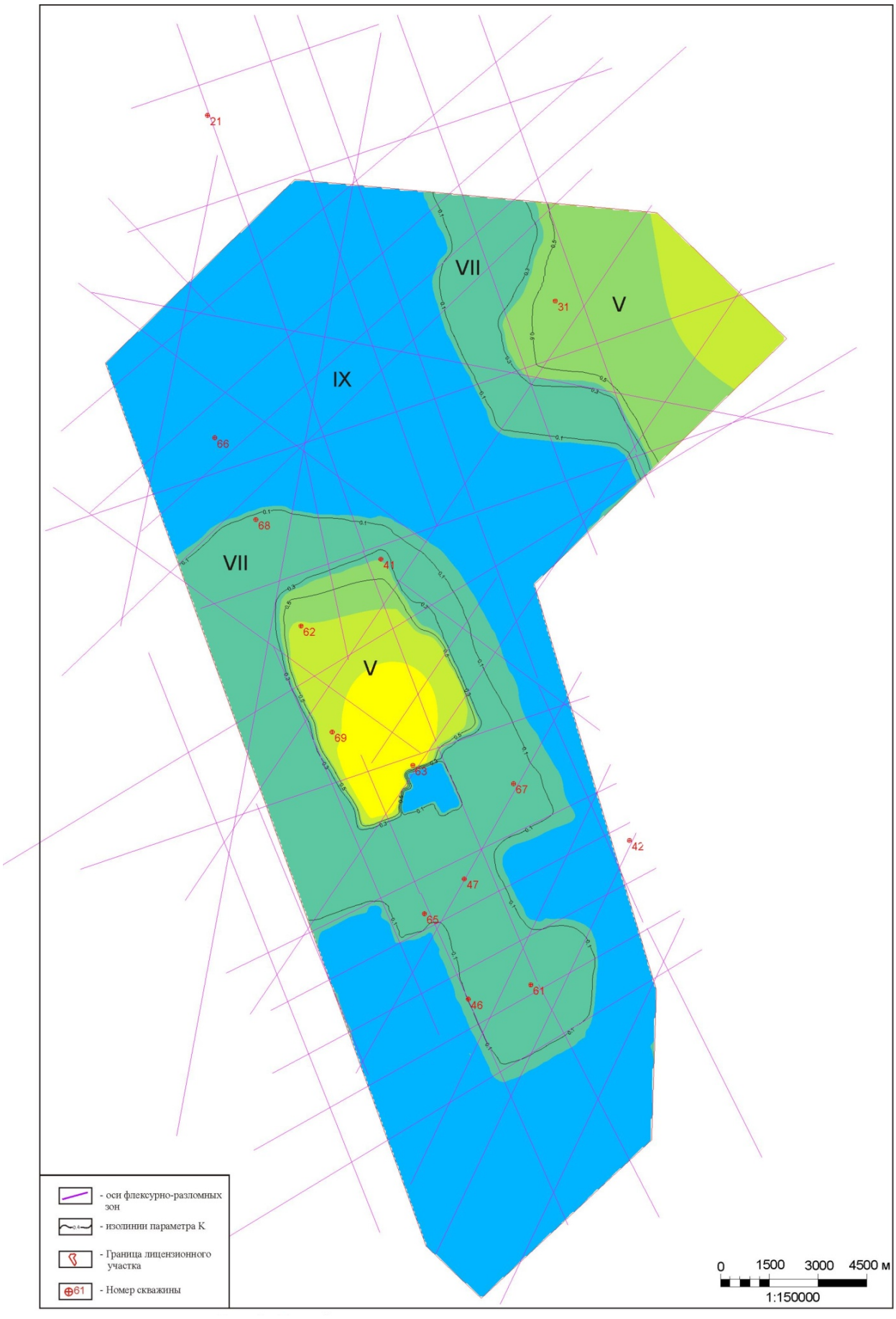


Рис. 3. Литофациальная карта циклита

Локальная структурно-фациальная зональность в значительной степени определялась морфологией рельефа дна палеобассейна, которая, в свою очередь, зависела от начального положения. Высоким повышенным блокам соответствовали палеоподнятия и зоны мелководья, а в пределах низких блоков формировались отрицательные формы рельефа и относительно погруженные участки бассейна. Если фациальный состав карбонатного цикла зависит главным образом от палеогеографических факторов, то его мощность определяется динамикой тектонических блоков. Несмотря на значительное сходство литофациального состава разрезов мелководной зоны, мощность карбонатного цикла на активно погружающемся блоке может несколько раз превышать количество осадков на сопредельном слабо погружающемся участке.

В соответствии с выявленной локальной структурно-фациальной зональностью проведена реконструкция палеорельефа дна бассейна седиментации. Установлено, что лучшие коллектора сосредоточены на повышенных, слабо погружавшихся участках палеоструктур, в то время как на пониженных блоках преобладают коллекторы низких классов, развивающиеся по слоистым разностям строматолитовых известняков. На низких участках палеоструктур осадки, благоприятные для образования коллекторов, не отлагались, влияние перерывов было минимальным, выщелачивания пород не происходило и пористо-проницаемые зоны не формировались.

Если фациальный состав карбонатного цикла зависит главным образом от палеогеографических факторов, то его мощность определяется динамикой тектонических блоков. Несмотря на значительное сходство литофациального состава разрезов мелководной зоны, мощность карбонатного цикла на активно погружающемся блоке может несколько раз превышать количество осадков на сопредельном слабо погружающемся участке. Таким образом, основываясь на вышеизложенных положениях, составлены литофациальные карты каждого циклита (рис. 3).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ЖИЛ БАННО-КАРЫМШИНСКОГО РАЙОНА (КАМЧАТКА)

А.Н. Рогозин, В.Л. Леонов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, rogozin@kscnet.ru

Банно-Карымшинский район, находящийся на территории Южно-Камчатского рудного района, содержит целую серию месторождений и рудопроявлений золотосеребряной формации, которые вытянуты полосой северо-западного простирания [Фролов и др., 1999]. По данным [Петренко, 1999] рудопроявления и месторождения этого района локализуются в зоне крупных сбросов северо-западного простирания, пересекающих Южную Камчатку вдоль границы поперечной Начикинской складчато-глыбовой зоны.

В результате работ 2004-2006 гг сотрудниками лаборатории геологии геотермальных полей Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на территории Южной Камчатки была открыта и изучена новая крупнейшая на Камчатке кальдера – Карымшина [Леонов, Рогозин, 2007]. Ее возраст определен в 1.78 млн лет [Bindeman et al]. В северо-западной части кальдеры выявлен поднятый блок (резургентное поднятие), который рассматривается нами, как следствие внедрения вязких кислых магм на более позднем этапе развития вулканизма в этом районе (около 0.5-0.8 млн лет назад) (рис. 1). Поднятый блок вытянут в северо-западном направлении и имеет размеры 4х12 км. Амплитуда поднятия оценена в 200 м. Блок имеет четкие тектонические границы. Он ограничен по краям разломами северо-западного и северо-восточного простирания.

Выделение кальдеры и блокового резургентного поднятия в ней позволяют в настоящее время пересмотреть структурные позиции золотосеребряных рудопроявлений и месторождений данного района. Показано, что их позиция контролируется разломами, ограничивающими кальдеру и расположенное в ней резургентное поднятие.

На территории Банно-Карымшинского района насчитывается восемь участков содержащих рудоносные кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы: Банный, Малыш, Верхне-Быстринский, Верхне-Карымшинский Левый, Геофизический, Верхне-Карымшинский Правый, Средне-Карымшинский и Центральный (рис. 1). Ниже приводится краткое описание каждого из участков, составленное с использованием данных геолого-поисковых работ, проведенных на территории исследуемого района в 70-х гг XX века.

Участок Банный (рис. 1, *I*) расположен на левом борту долины р. Банная, в районе Больше-Банных термальных источников. Вскрытые геологами в ходе геолого-разведочных работ рудные тела приурочены к зоне повышенной трещиноватости и окварцевания, являющейся основной рудовмещающей структурой. Рудопроявление состоит из Западного и Восточного участков. Восточная часть участка сложена игнимбритами кальдеры Карымшина. Общая площадь контура, где были выявлены рудоносные кварц-карбонатные жилы, равна 6 км^2. Западный участок Банного рудопроявления представлен 9 жилами мощностью от 0.4 до 2 м. Восточный участок – 5 жилами мощностью от 0.15 до 1.5 м.

Участок Малыш (рис. 1, *II*) расположен на левом борту р. Банная в трех километрах выше по течению от Больше-Банных термальных источников. Его площадь – около 5 км^2. Участок сложен игнимбритами и спекшимися туфами кислого состава. Породы разбиты серией разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, вдоль которых они в различной степени окварцованы и пиритизированы. На участке выделено 5 жил преимущественно кварц-карбонатного состава мощностью от 0.2 до 8 м.

Участок Верхне-Быстринский (рис. 1, *III*) расположен в верховьях р. Левой Быстрой, где по бортам узких каньонообразных долин руч. Толстый Мыс и его правых притоков наблюдаются коренные выходы игнимбритов. В центральной части участка наблюдается зона карбонатного и кварц-карбонатного прожилкования, протягивающаяся в виде полосы в субмеридиональном направлении на расстоянии около 1 км, при ширине не менее 10-20 метров. В пределах этой зоны выявлено 3 кварц-карбонатных и 1 карбонатная жилы. Мощность их варьирует от 0.3 до 3 м.

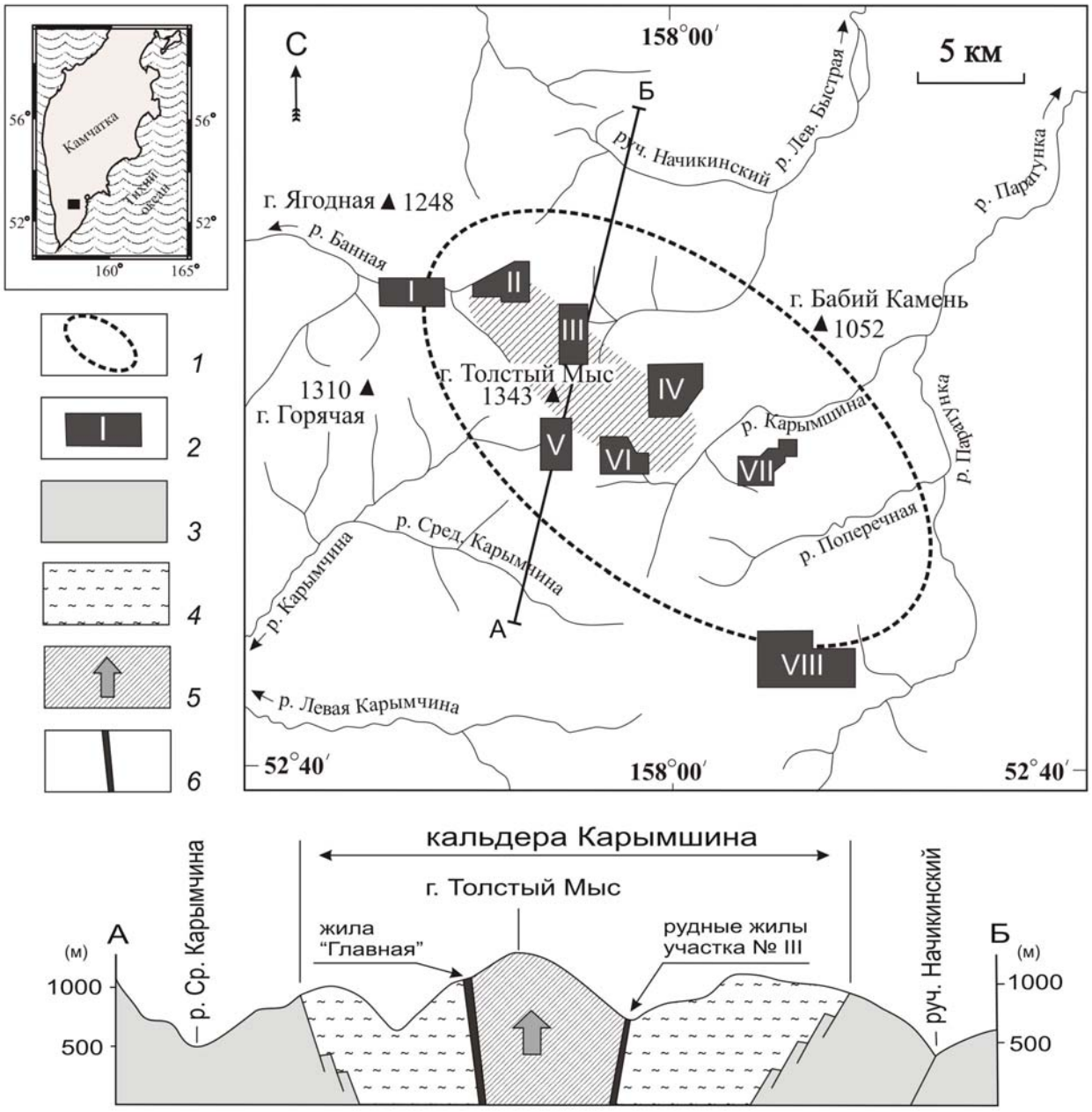


Рис. 1. Обобщенная схема, показывающая границы кальдеры Карымшина, ее внутреннее строение и расположение основных участков золотосеребряных рудопроявлений. *1* – реконструированные границы кальдеры, *2* – участки золотосеребряных рудопроявлений выделенные при геолого-поисковых работах в 70-х гг XX века, *3* – нерасчлененные отложения докальдерного этапа (на разрезе), *4* – игнимбриты внутрикальдерного заполнения (на разрезе), *5* – резургентное поднятие г. Толстый Мыс, *6* – рудоносные жилы, расположенные по краям резургентного поднятия (на разрезе). I-VIII - участки золотосеребряных рудопроявлений: I – Банный, II – Малыш, III – Верхне-Быстринский, IV – Верхне-Карымшинский Левый, V – Геофизический, VI – Верхне-Карымшинский Правый, VII – Средне-Карымшинский, VIII – Центральный. На врезке вверху слева показано место расположения района исследования

Участок Верхне-Карымшинский Левый (рис. 1, *IV*) располагается на южных склонах водораздела рек Левая Быстрая – Карымчина. Площадь участка 2.5 км^2. Склоны участка крутые (до 25%), задернованы или покрыты аллювиально-делювиальными отложениями. На участке выделено 5 жил кварц-карбонатного состава и 1 жила карбонатного состава, которые прорывают игнимбриты.

Участок Геофизический (рис. 1, *V*) расположен в истоках р. Прав. Карымчина. Площадь участка составляет около 1 км^2. Главным структурным элементом участка является крупный разлом северо-западного простирания, к которому приурочены гидротермальные жилы. Прослежена и опробована одна протяженная жила («Главная») и ряд жил менее мощных и протяженных, расположенных

вблизи нее. Мощность жилы «Главная» колеблется от 1 до 5 м, в среднем составляет 3 м. По простиранию она прослежена (в горных выработка и естественных выходах) на 1200 м. Строение жилы сложное: она состоит из серии субпараллельных жил различной мощности и заключенных между ними прослоев и обломков кварцитов, размером до 30 см. В осевой части жилы нередко встречаются полости размером до 10-20 см, выстланные щетками горного хрусталя. Форма жил плитообразная, контакты четкие, линейные или слабоволнистые. На южном фланге жила «Главная» расщепляется на серию субпараллельных жил и прожилков, которые в 50-60 м южнее постепенно выклиниваются.

Участок Верхне-Карымшинский Правый (рис. 1, *VI*) расположен в истоках руч. Ту, левого притока реки Карымшина, преимущественно на его правом борту. Площадь участка около 2.5 км^2. На участке выявлено 6 кварц-карбонатных жил и разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального простирания. В пределах зоны разлома северо-западного простирания, на 1500 м, были выявлены кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные жилы и минерализованные зоны дробления и прокварцевания, группирующиеся в единую жильную зону. Мощность ее колеблется от 20-30 до 80-100 м, меняется и количество выявленных в ее пределах жильных тел. Мощность основной жилы варьирует от 0.4 м до 4.7 м, причем такие колебания мощности отмечены на расстоянии 30-40 м.

Участок Средне-Карымшинский (рис. 1, *VII*) располагается на правобережье р. Карымшина, охватывая привершинную часть высоты 935.9 и ее северо-западные и восточные склоны. На участке выявлен разлом северо-западного простирания. Он сопровождается серией мелких субпараллельных ему разрывов. Большинство жил сконцентрировано в зоне этого разлома. Выявлено и опробовано 11 жил кварц-карбонатного состава, 2 жилы карбонатного состава и 1 кварцевая жила. На северо-западном склоне высоты 935.9 в стене цирка обнажены 7 параллельно ориентированных жил кварц-карбонатного состава. Азимут простирания этой серии жил 320-350^o, при юго-западном их падении под углом 70-75^o. По простиранию жилы обнажены на расстоянии от 50 до 250 м. Мощность их колеблется от 0.4 до 2 м.

Участок Центральный (Рис. 1, *VIII*) охватывает истоки р. Поперечная и ее левый и правый водоразделы. На участке широко развиты разрывные нарушения различного простирания (в основном северо-восточного), выявлено 18 жил различного состава (кварц-карбонатного, кварцевого и карбонатного) и 3 зоны интенсивного прокварцевания. Большинство жил и зон прокварцевания хорошо отпрепарировано в естественных выходах.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ЖИЛ БАННО-КАРЫМШИНСКОГО РАЙОНА

Всего на территории рассматриваемого района, как было отмечено выше, выявлено 8 участков содержащих рудоносные жилы карбонатного, кварц-карбонатного и кварцевого состава. Имеющиеся данные по элементам залегания жил района позволяют построить розы-диаграммы преобладающих простираний жил на рассматриваемых участках (рис. 2) и на этой основе оценить геодинамические условия формирования жильных тел.

На рудопроявлении Банное (рис. 2, *I*) выделено 18 жил (9 – на Западном участке и 9 – на Восточном участке). На Западном участке преобладают жилы с простиранием 310-330^o, хотя есть и жилы с простиранием 0-20^o. На Восточном участке преобладают жилы с простиранием 0^o. Если участки данного рудопроявления рассматривать вместе, то можно выделить два пика по простиранию – субмеридиональный и северо-западный. На участке Малыш (рис. 2, *II*) выявлено 6 жил. Преобладают жилы северо-западного простирания (340^o). На участке Верхне-Быстринский (рис. 2, *III*) выявлено 4 жилы. Преобладают жилы северо-северо-восточного простирания (20-30^o). На участке Верхне-Карымшинский Левый (рис. 2, *IV*) выявлено 6 жил. Простирание основой жилы – 30^o, но у большинства жил участка простирание северо-западное (320^o). На участке Геофизический (рис. 2, *V*) прослежена одна основная жила – Главная. По результатам наших работ было выявлено, что жила приурочена к взбросу, ограничивающему резургентное поднятие горы Толстый Мыс с юго-запада. Ее простирание северо-западное (335-340^o), наклон на восток 64^o. На участке Верхне-Карымшинский Правый (рис. 2, *VI*) выявлено одно направление жил – северо-западное (320^o). На участке Средне-Карымшинский (рис. 2, *VII*) выявлено 14 жил. Преобладают жилы северо-западного простирания (320-340^o). Есть 3 жилы с простиранием 10-15^o. На участке Центральный (рис.2, *VIII*) выявлено 12 жил. По простиранию жилы отличаются от жил других участков. Основную роль здесь играют жилы с простиранием 40-45^o. Их выявлено на участке 8.

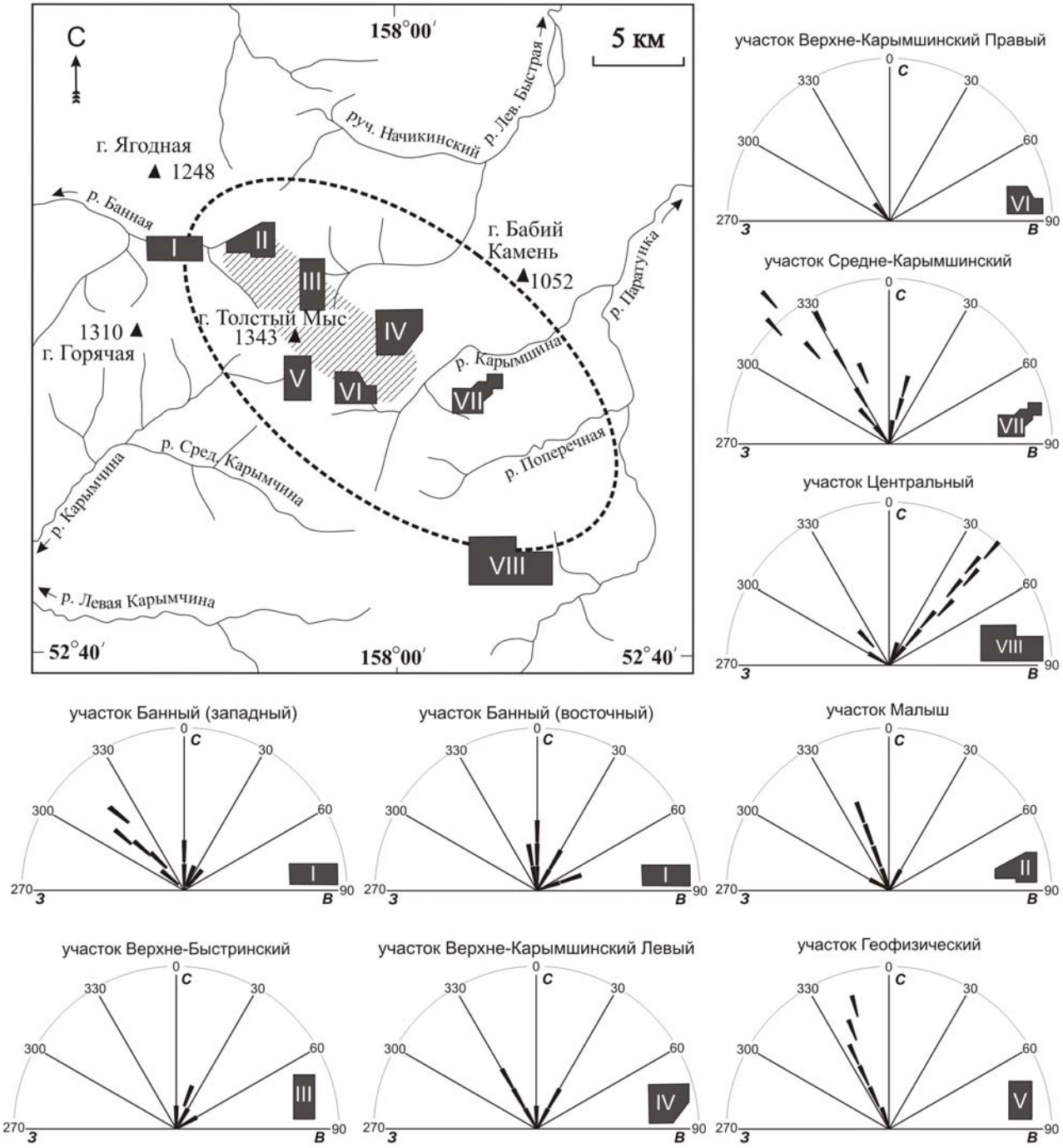


Рис. 2. Розы-диаграммы преобладающих простираний жил основных участков рудопроявлений, выявленных в ходе поисково-разведочных работ в 70-х гг XX века, и схема расположения рудопроявлений относительно границ резургентного блока и кальдеры Карымшина. Розы-диаграммы дополнены данными, полученными авторами в ходе полевых работ на исследуемой территории в 2005-2010 гг

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что формирование рудоносных жил Банно-Карымшинского района происходило в условиях правосдвиговых смещений по разломам северо-западного простирания ограничивающих резургентный блок в центральной части кальдеры. С одной стороны рудоносные жилы формировались в участках изогнутого сместителя, где возникали полости (рис. 3, а). Так, по-видимому, сформировались рудоносная жила Главная участка Геофизический и жилы участков Малыш и Верхне-Карымшинский Правый. Простирание жил этих участков – 330-340°. С другой стороны жилы формировались вдоль оперяющих разлом трещин (сколов Риделя) – их простирание 10-20° (рис. 3, б). В такой геодинамической обстановке формировались по-видимому жилы участков Верхне-Быстринский, Верхне-Карымшинский Левый и Средне-Карымшинский.

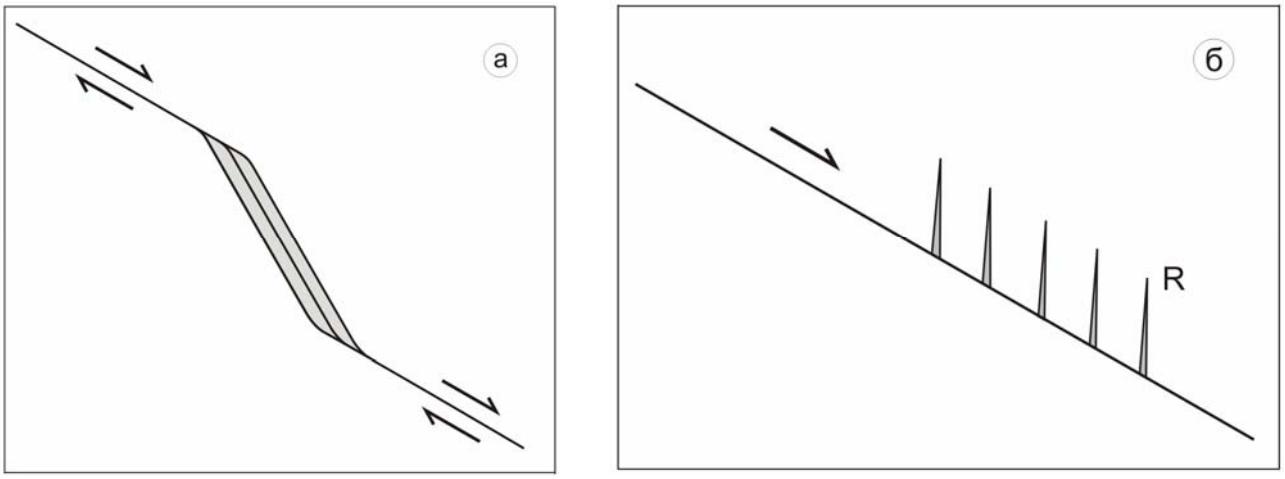


Рис. 3. Предполагаемая схема формирования рудоносных жил Банно-Карымшинского района: а – формирование жил в участках изогнутого сместителя; б – формирование жил вдоль оперяющих разлом трещин, сколов Риделя (R). Стрелками на схемах показаны правосдвиговые смещения по разломам северо-западного простирания, которые ограничивают резургентный блок в центральной части кальдеры

Особое простирание жил участка Центральный (рис. 2, *VIII*) можно объяснить связью жил этого участка с разломами северо-восточного простирания, ограничивающими борт кальдеры Карымшина в ее юго-восточной части.

Работа выполнена в рамках проектов ДВО РАН 09-III-А-08-424 (рук. В.Л. Леонов), 09-III-В-08-470 (рук. А.Н. Рогозин) и проекта РФФИ 08-05-00453 (рук. С.А. Федотов).

ЛИТЕРАТУРА

Леонов В.Л. Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 1999. 116 с. (Комитет природных ресурсов по Камчатской области и Корякскому автономному округу).

Фролов Ю.Ф., Коляда А.А., Позднеев А.И., Павлова Л.Е. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000. 1999 г.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. Vol. 189. P. 57–80.

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВЫЖИМАНИЯ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (ХРЕБЕТ АЧИШХО)

Я.И. Трихунков[1], Д.М. Бачманов[1]

Геологический институт РАН, Москва, [1] - jarsun@yandex.ru, [1] - dmbv@mail.ru

Современная геодинамическая активность орогена Большого Кавказа ярко проявляется в его западном сегменте. Тектонические напряжения реализуются как в общем поднятии территории, так и в развитии отдельных складчато-разрывных морфоструктур. На хребте Ачишхо (р-н пос. Красная Поляна), относящемся к горной цепи Южного Бокового хребта, нами изучен пример активной инверсионной складчатой структуры выжимания. В условиях латерального сжатия кайнозойская синклиналь развивается здесь как антиклинальное поднятие с синклинальным залеганием слоёв. Скорость роста этой морфоструктуры значительно превосходит скорость избирательной денудации, а выжимание податливых к размыву аргиллитов в ядре складки приводит к их возвышению над прочными порфиритами, слагающими крылья складки.

Хребет Ачишхо располагается на границе высокогорного Западного и средне-низкогорного Северо-Западного сегментов Большого Кавказа, в области периклинального погружения Кавказского мегантиклинория. Хребет является частью протяженной горной цепи, объединяемой под общим названием Южный Боковой хребет, и принимает на себя роль главного водораздела Большого Кавказа, разделяя бассейны рек Мзымта и Кубань (рис. 1, А). Хребет отвечает в рельефе Гойтхско-Ачишхинскому антиклинорию, сложенному породами индюкской, пшишской, хахопсе и чаталтапинской свит средней юры, с преобладанием аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и порфиритов [Муратов, 1965]. Изученный нами разрез на хребте Ачишхо представлен глинистыми сланцами и аргиллитами, переслоенными порфиритами. Эти породы смяты здесь в серию субвертикальных изоклининальных складок. В условиях завершившейся складчатости на подобной литологической основе под действием селективной денудации обычно вырабатывается контрастный альпинотипный рельеф. Порфириты, как правило, выступают в качестве бронирующего литологического комплекса, формируя скальные уступы и островерхие пики. Элементы рельефа, сложенные податливыми к размыву глинистыми породами, имеют пологий выровненный профиль; в местах их обнажения на гребнях формируются перевальные седловины [Трихунков, 2008]. Однако рельеф исследованного участка синклинального хребта Ачишхо противоречит этой схеме. Срединный участок северного отрога данного хребта, сложенный глинистыми породами, заметно возвышается над участками, сложенными порфиритами. Этот факт побудил нас к проведению детальных исследований в этом районе.

Нами изучены два разреза, расположенные на соседних отрогах северо-восточного склона хребта Ачишхо (рис. 1, Б). Этот синклинальный хребет имеет субкавказское простирание и размыт таким образом, что его осевой гребень сместился на полкилометра в сторону южного крыла складки. Ядро синклинали оказалось расчленено верховьями рек Березовая (бассейн Кубани) и Ачипсе (бассейн Мзымты) на отдельные фрагменты, перпендикулярные основному хребту и оси складки. В результате на склонах этих отрогов сформировались наглядные и доступные для изучения разрезы синклинального хребта Ачишхо (рис. 2).

Первый исследованный участок (далее участок «А») расположен в 500 м к северо-востоку от горы Ачишхо (2390 м) на северном отроге хребта (рис. 1, Б). На восточном склоне этого отрога представлен разрез синклинали, крылья которой сложены порфиритом с субвертикальным падением пластов. Бежево-серые порфириты на крыльях складки выветриваются в виде столбчатых отдельностей и формируют крутые скальные уступы и пики. Ядро складки выполнено чёрными глинистыми сланцами и аргиллитами (рис. 2, А). Базальная пачка этих пород мощностью до 25 м в зоне контакта с порфиритами носит признаки тектонизации. По контакту сочится вода, породы ожелезнены и отличаются более плотной упаковкой, чем породы основной части ядра, брекчированностью и искривлением сланцевых пластин.

На гребне зона контакта порфиритов и сланцев размыта, и к ней приурочена перевальная седловина (рис. 2, А, слева). С северо-востока над седловиной возвышается уступ, образованный мощной пачкой тонкоплитчатых чёрных глинистых сланцев, падающих на север в сторону ядра складки под углами, близкими к углам залегания порфиритов. В основании уступа на контакте с

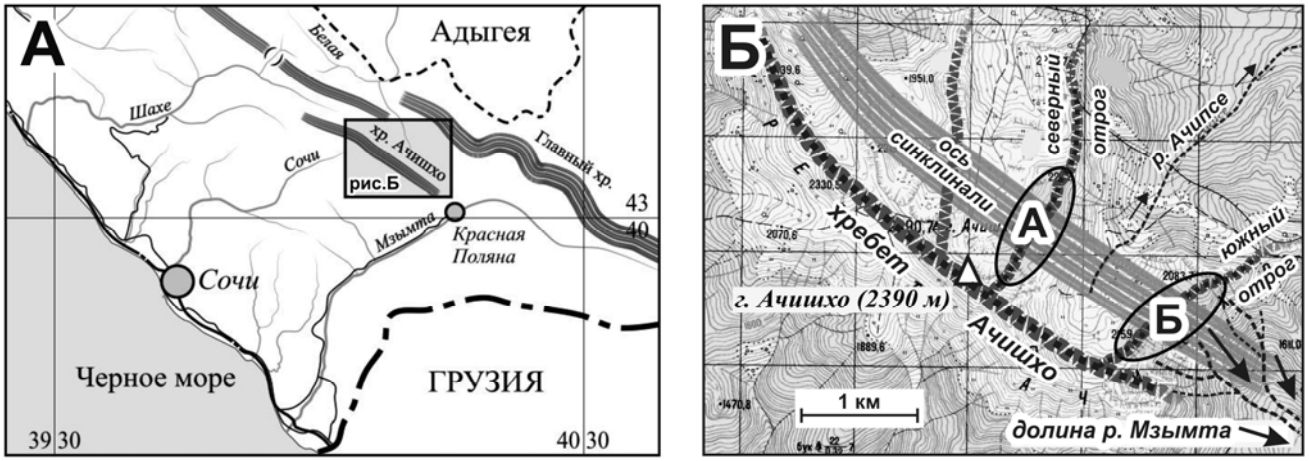


Рис. 1. Географическое положение района исследований (А), общая геолого-геоморфологическая схема района исследований (Б)

порфиритами отмечаются явные признаки тектонизации. Прослои сланцев (мощность до 0.5 м) на контакте перемяты, разлинзованы и ожелезнены. Плоскости трещиноватости в этих прослоях несогласны со слоистостью и соответствуют сколам Риделя (на 20–25^0 круче слоистости). Описанная картина в целом соответствует обстановке послойного взброса северного крыла разлома, т.е. пачки сланцев в ядре складки, относительно толщи порфиритов, слагающих её крыло.

На северном крыле складки зона контакта глинистых сланцев и порфиритов выражена иначе, нежели на южном крыле. Пласты сланцев полого, под углом 25^0 падают на юг, перекрывая пачку порфиритов, залегающих субвертикально (рис. 2, А, справа). Очевидно, некогда порфириты выступали на гребне и выветривались, а позднее были перекрыты пачкой надвинувшихся с юга глинистых сланцев. В зоне контакта также отмечены явные признаки тектонизации: прослои сланцев перемяты, разлинзованы и ожелезнены.

Гребень в зоне ядра складки состоит из серии ступеней, последовательно повышающихся к оси складки. Каждая лежащая выше по разрезу пачка пород образует на гребне ступень, возвышающуюся над поверхностью нижележащей пачки на 10–30 м. Всего таких ступеней на гребне нами выделено 6, соответственно по три с каждой стороны от оси складки. Оказалось, что пласты сланцев на поверхности пачек-ступеней падают на 6–15^0 положе, чем под уступами ступеней. На контактах пачек нами отмечены признаки тектонизации пород, аналогичные описанным выше. Эта картина, прослеженная нами на всём протяжении гребня и зафиксированная в 12-ти точках наблюдения, свидетельствует о последовательном взбрасывании и заваливании пачек глинистых пород, образующих ступени на гребне, от оси складки в сторону её крыльев.

К оси складки на гребне приурочена седловина, где пласты залегают вертикально, а на бортах седловины меняют азимут падения с северного на южный. На запад и восток от седловины по склонам хребта расходятся глубокие овраги. Их заложение и формирование самой седловины именно здесь, предопределено реологическими свойствами породы в осевой зоне складки. Во-первых, пласты залегают здесь вертикально и вкрест простиранию склонов, что концентрирует активность линейной эрозии. Во-вторых, *в осевой зоне складки происходит разуплотнение и расседание породы, также способствующее ускорению её размыва*.

У подножья хребта, в ядерной части складки, сформировался мощный оползневой амфитеатр, состоящий из нескольких генераций оползней. Размеры отдельных оползневых тел достигают 70–80 м в поперечнике. Это свидетельствует об активной селективной денудации глинистых пород в ядре складки. В то же время, под крыльями складки, сложенными порфиритами, аналогичной картины не наблюдается. Здесь отмечены лишь небольшие коллювиальные конусы.

При прочностном различии порфиритов и глинистых пород, благодаря действию селективной денудации доминирующее положение в рельефе хребта должны занимать вершины, сложенные порфиритом. Однако *вершина, выполненная глинистыми породами, вопреки воздействию денудации, превышает соседние части гребня, сложенные порфиритом, почти на 200 м*.

Эти признаки свидетельствуют об условиях активного современного латерального сжатия, в которых происходит выжимание формирующих вершину глинистых пород из ядра синклинали под давлением её крыльев, существенно превосходящее по скорости размыв хребта. Движение глинистой

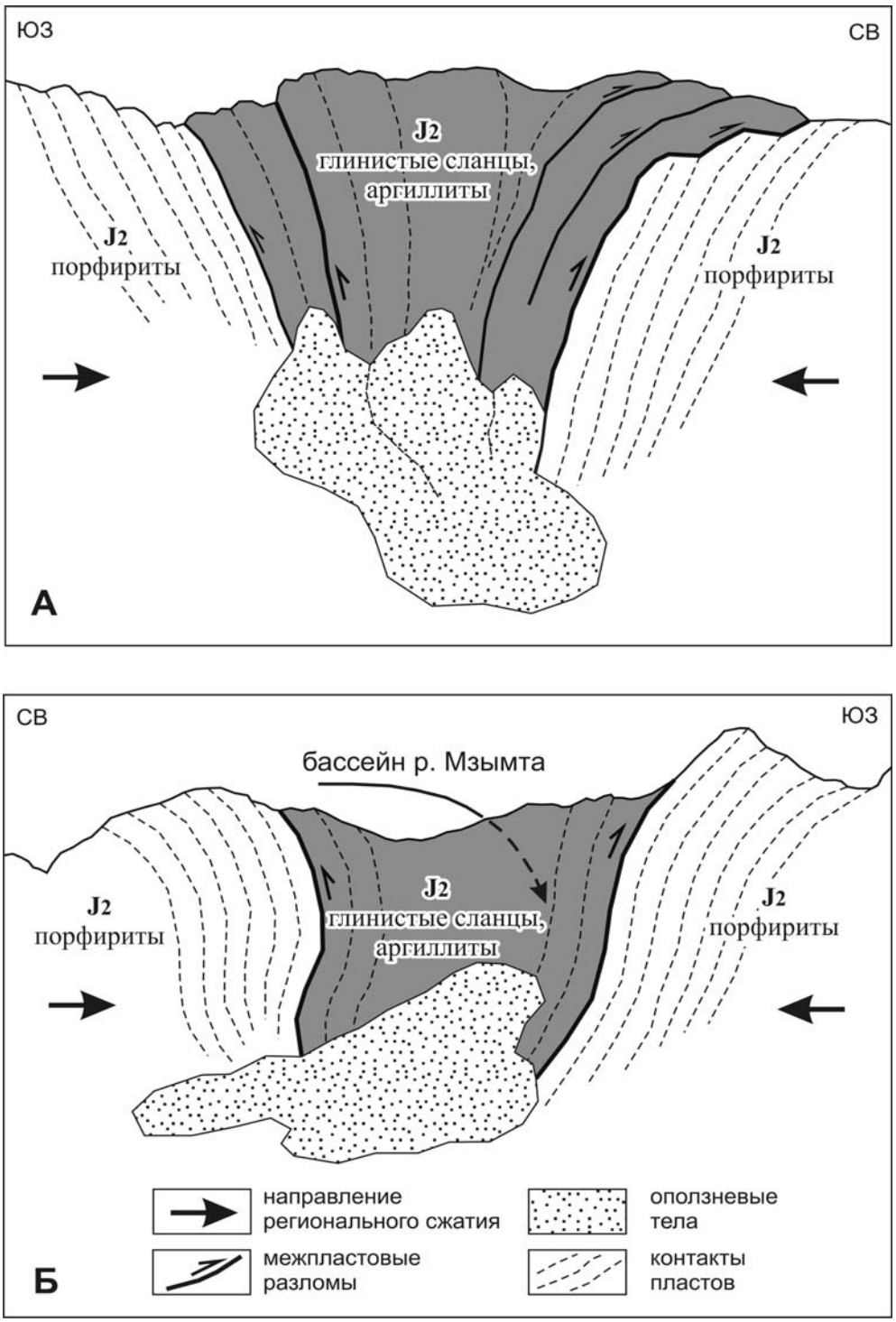


Рис. 2. Схематические структурно-геоморфологические профили ключевых участков А и Б

массы активно осуществляется по межпластовым разломам на контакте сланец/порфирит. В самом ядре складки в условиях *тангенциального стресса,* очевидно, происходит процесс послойного взбрасывания, отраженный в ступенчатом характере рельефа вершины. На выходе из зоны стресса наступает "тектоническая релаксация" породы, что выражено в расседании вершинной поверхности под действием гравитации. Таким образом, здесь происходит активный рост хребта в ядре синклинали при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания пород в ядре складки, превосходящих по своей интенсивности эрозионно-оползневые процессы. Этот механизм, описанный в частности С.А. Булановым на Памире [0993], применим для характеристики рассмотренной морфоструктуры.

Участок Б представляет собой разрез той же синклинали в километре к юго-востоку от участка А на склоне соседнего гребня, расположенного полностью в пределах бассейна р. Мзымта. Его южный склон обрывается крутым уступом непосредственно в долину этой реки, а северный склон дренируется

притоком Мзымты – р. Ачипсе (рис. 1, Б). Исследованная нами на участке А синклиналь устроена здесь аналогично; это та же субвертикальная изоклинальная складка, крылья которой сложены порфиритами, а ядро – глинистыми породами (рис. 2, Б). На контактах пород ядра и крыльев там также присутствуют признаки послойного скольжения и контактной тектонизации пород. Пачки глинистых сланцев и аргиллитов ядра складки образуют на гребне серию ступеней, хотя их высота и выраженность в рельефе значительно меньше. Эти признаки свидетельствуют об участии процессов послойного взбрасывания и выжимания в формировании хребта на участке Б. Однако, мы не наблюдаем здесь воздымания ядра синклинали, как это происходит на участке А. Это обусловлено положением участка Б в верховьях мощного эрозионного цирка непосредственно над долиной р. Мзымта в среднем течении, где глубина её долины почти на 1.5 км превосходит глубину эрозионного расчленения на участке А. Скорость эрозионных и склоновых процессов здесь значительно превосходит скорость выжимания пластичных пород ядра синклинали, и глинистый материал в ядре складки размывается быстрее. В результате на участке гребня, соответствующем ядру складки, сформировалась перевальная седловина, а вершины хребта, отвечающие прочным порфиритовым крыльям синклинали, оказались на 300–400 м выше (рис. 2, Б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие в осевой зоне Большого Кавказа инверсионных складчатых структур свидетельствует об условиях современного тангенциального сжатия, в которых продолжаются складчатые деформации. На примере изученных нами участков хребта Ачишхо можно увидеть различные стадии эволюции складчатых морфоструктур. Стадия первичного сжатия и развития синклиналей, относящаяся, вероятно, к альпийскому времени, не представлена в осевой зоне мегантиклинория. Вторая стадия инверсии складчатых морфоструктур проявляется на участке А. Под действием продолжающегося сжатия синклиналей, более интенсивного, чем процессы селективной денудации, здесь формируются инверсионные складчатые морфоструктуры типа хребта Ачишхо, где древняя синклиналь развивается как современное антиклинальное поднятие с инверсионным залеганием слоёв.

На следующей стадии, представленной на участке Б, при исчерпании пластичного материала в ядре складки в условиях более интенсивной денудации, рост структур выжимания приостанавливается и начинается их разрушение. При этом доминирующее положение в рельефе занимают бронирующие литологические комплексы.

Подобные эволюционные преобразования необходимо учитывать при тектонофизическом анализе молодых складчатых структур.

ЛИТЕРАТУРА

Буланов С.А. Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) / С.А. Буланов // Геоморфология. 1993. № 4. С. 68 – 73.

Муратов В.М. Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа: дисс…канд. геогр. наук: 25.00.25: защищена 23.02.65. / Муратов Василий Михайлович. М.: 1965. 303 с.

Трихунков Я.И. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа/ Я.И. Трихунков // Геоморфология. 2008. № 2. С. 97–107.

ДЕФОРМАЦИОННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОН СМЯТИЯ АДЫЧА-ТАРЫНСКОГО РАЗЛОМА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

И.Ю. Хлебалин

С.-Петербургский государственный университет, Геологический факультет, hlebalin@bk.ru

Яно-Колымский золотоносный пояс (ЯКЗП) расположен в пределах зоны сочленения Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины Сибирской платформы (рис. 1). Адыча-Тарынская группа золото-кварцевых и золото-сурьмяных жильных месторождений, расположенных в центральной части этого пояса, пространственно приурочена к одноименному региональному разлому.

Яно-Колымский золотоносный пояс является одним из крупнейших районов золотодобычи. Соотношение добычи коренного золота к добыче россыпного составляет около 1:20 и объясняется традиционным в России упором на россыпную золотодобычу и поиски малотоннажных богатых жильных месторождений [Тектоника, геодинамика, 2001; Парфёнов, 1988].

На современном этапе поисковые работы в районе Адыча-Тарынской группы месторождений ориентированы на выявление именно крупнотоннажных месторождений с нетипичным для региона прожилково-вкрапленным типом золотого оруденения, таким как на Наталкинском месторождении, расположенном южнее (рис. 1).

В этой работе представлены результаты структурных исследований, проведенных на Дора-Пильском рудном узле, расположенном на юго-восточном окончании Адыча-Тарынской группы месторождений (рис. 2). Основную сложность в расшифровку строения Дора-Пильского рудного поля вносит слабая обнаженность, особенно на участке долины р. Большой Тарын, перекрытом мощными четвертичными отложениями. Структура этого участка определяется в основном по данным бурения. Определение структурного контроля локализации прожилково-вкрапленного золотого оруденения имеет существенное значение для поисков месторождений на перекрытых площадях.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА

Адыча-Тарынский разлом (АТР) протягивается в северо-западном направлении на 900 км и разделяет две структурно-фациальные зоны (СФЗ): Ниткан-Тобычанскую на северо-востоке и Дербеке-Эльгинскую на юго-западе, тектонически сближенные по этому разлому (рис. 2). Толщи Верхоянского комплекса обеих СФЗ, вмещающие золоторудные объекты Адыча-Тарынской группы, представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками позднетриасового возраста (T_3k_3-n_{2-3}) и их главной особенностью является литологическая однородность, широкое развитие кливажа и многостадийность деформаций. Породы формировались в обстановке глубоководных конусов выноса подножия континентального склона. Нижнеюрские отложения выполняют только узкие тектонические клинья и синклинали вблизи АТР в Дербеке-Эльгинской СФЗ [Оксман, 2005].

Особенностью Ниткан-Тобычанской СФЗ является повышенная дислоцированность отложений относительно Дербеке-Эльгинской СФЗ. Повсеместно развит кливаж течения (сланцеватость). Сложность складчатых дислокаций определяется выделением четырех генераций складок, различной ориентировки и размеров (от дециметров до десятков, реже сотен метров). По морфологии складки относятся к 1c и 2 типам [Ramsay, 1987]. Широко распространена наложенная складчатость, в том числе повторное деформирование лежачих складок. В связи со складками третьей генерации устанавливается протяженные пологие надвиги, в висячих крыльях которых сланцеватость залегает параллельно поверхности надвигов. Наиболее поздними разрывами являются левосторонние и правосторонние сдвиги в ассоциации со складками четвертой генерации.

В Дербеке-Эльгинской СФЗ повсеместно развит, как правило, крутопадающий, трещинный кливаж. Складки Дербеке-Эльгинской СФЗ – крупные, регионального значения и по форме относятся к концентрическому типу 1b [Ramsay, 1987]. Надвиги Дербеке-Эльгинской СФЗ образуют закономерно построенную систему типа чешуйчатого веера.

Связанные со складками три генерации надвигов были сформированы до внедрения раннемеловых магматических пород, представленных поперечными к АТР цепочками мелких штоков гранитоидов (Дербеке-Эльгинская СФЗ) и крупным Тас-Кыстабыхским гранодиорит-дацитовым

вулкано-плутоническим комплексом (Ниткан-Тобычанская СФЗ). В пределах всех СФЗ зон также присутствуют позднеюрские дайки кислого-среднего состава [Тектоника, геодинамика, 2001].

РАЗРЫВНЫЕ И СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ДОРА-ПИЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Основой для структурного районирования являлись наблюдения за слоистостью, сланцеватостью, кливажем и прожилками кварц-карбонатного состава по всему участку Дора-Пильского рудного узла. Нами выделяются три крупных структурных участка: Левобережный, Правобережный и долины р. Большой Тарын (рис. 3), структурные характеристики которых нами сопоставляются с выделенными Дербеке-Эльгинской, Ниткан-Тобычанской СФЗ и внутренней зоной АТР, соответственно.

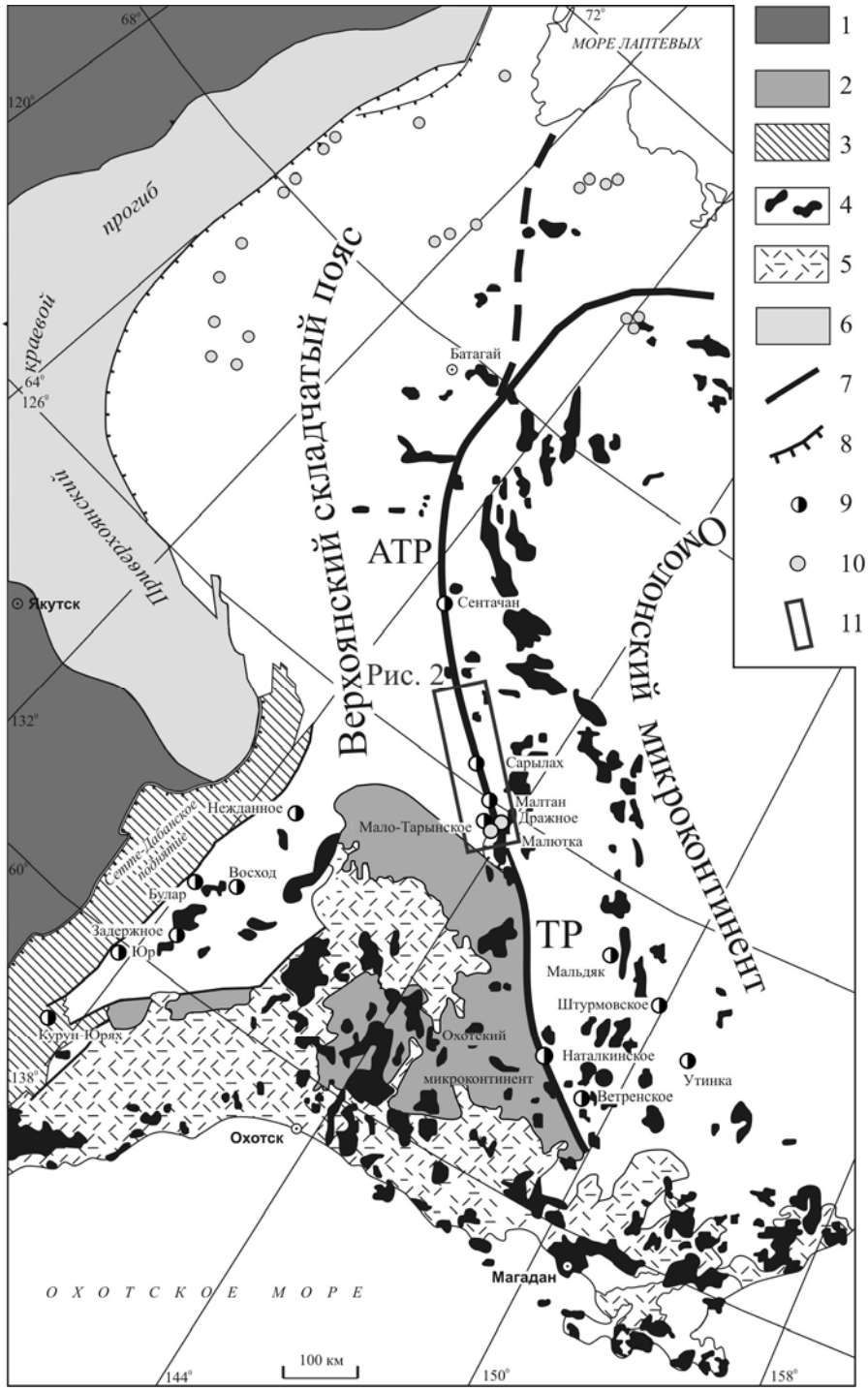


Рис. 1. Геотектоническая схема Верхоянской складчатой системы [Тектоника, геодинамика, 2001]: 1 – Сибирская платформа; 2 – Охотский микроконтинент; 3 – Сетте-Дабанское поднятие с породами венд-палеозойского возраста; 4 – гранитоидные тела; 5 – вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 6 – Приверхоянский краевой прогиб; 7 – главнейшие глубинные разломы; 8 – взбросы и надвиги; 9 – коренные месторождения золота; 10 – коренные рудопроявления месторождения золота; 11 – границы области, отображённой на рисунке 2; АТР – Адыча-Тарынский разлом; ТР – Тенькинский разлом

Левобережный домен (Дербеке-Эльгинская СФЗ) расположен к юго-западу от АТР. На территории этого структурного участка были изучены в основном коренные обнажения и канавы, а также карьер месторождения Пиль. Верхнетриасовые отложения представлены темно-серыми алевролитами и аргиллитами (T_3n_3, зона Monotis scutiformis), сменяющиеся вверх по разрезу чередованием светло-серых песчаников и песчанистых алевролитов (T_3n_3, зона Monotis ochotica). В структурном плане участок Левобережный представляет собой чередование наложенных складчато-разрывных дислокаций СЗ простирания на Пильскую антиклиналь меридионального простирания (350º).

Ранние складчатые структуры (F1) представлены крупной (ширина около 6 км) коробчатой антиклиналью, ядро которой осложнено складками более высоких порядков, имеющих ширину 0.6-0.7 км. Шарниры складок второго порядка субгоризонтальные и круто (20-30º) погружаются на северо-запад (332º) только в непосредственной близости к зонам смятия СЗ простирания. Крылья и периклинальное замыкание Пильской антиклинали под значительными углами (около 80°) рассекаются субвертикальным трещинным кливажём СЗ простирания. К периклинальной части Пильской антиклинали (T_3n_3, зона Monotis scutiformis) приурочены пологозалегающие (23°) межпластовые жилы мелкого золоторудного месторождения Пиль.

Наложенные складчато-разрывные дислокации (F2) проявляются в подворачивании замка и восточного крыла Пильской антиклинали к северо-западу с погружением шарниров от 18 до 40° вдоль разломов СЗ простирания (308-338°). По ориентировке борозд скольжения и прожилкам выделяются ранняя взбросовая и поздняя левосдвиговая составляющая движения по разломам. Разломы сопровождаются зонами смятия: приразломными складками шириной до 250 м и зонами раздробленных и перетертых пород, в которых локализуется мышьяк-сурьмяно-золоторудная жильная и прожилково-вкрапленная минерализация рудопроявлений Малютка и Малыш (**Левобережная зона смятия**). Висячие крылья зон смятия залегают моноклинально с падением на СВ. К менее мощным и расположенным дальше от АТР зонам смятия взбросо-надвигового типа, сопровождающимся зонами дробления с жильно-прожилковой минерализацией приурочены рудопроявления Дора, Стрела (рис. 3).

Самыми поздними, секущими все структуры, являются правосторонние сдвиговые нарушения СВ простирания, определяемые по развороту и смещению плоскостных структур на противоположных бортах левых притоков р. Бол. Тарын.

Правобережный домен (Ниткан-Тобычанская СФЗ) расположен к северо-востоку от зоны АТР. Территория этого структурного участка находится в широкой долине правого притока Микструн, сопоставимой с долиной основной р. Бол. Тарын, и поэтому крайне слабо обнажена. В коренных обнажениях отложения представлены монотонным переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, редко светло-бурых песчаников (T_3n_3, лона Monotis ochotica). В структурном плане участок Правобережный характеризуется складчато-разрывными нарушениями выдержанного ЗСЗ простирания (280-310°), хорошо прослеживаемыми по материалам дистанционного зондирования и параллельные общему простиранию долины р. Бол. Тарын. Среди складок различаются прямые, наклонные и лежачие, с крутыми (37-46°) погружениями шарниров на юго-восток (114-128°) и пологопадающими (20°) на СВ и СЗ зонами надвигов (Рис. 3). В смятых в складки толщах развит кливаж, в большинстве случаев залегающий более полого, чем слоистость. Рудопроявлений золота и месторождений для этого участка не отмечено.

Домен Адыча-Тарынского разлома на исследуемом участке расположен в широкой долине р. Бол. Тарын, перекрытой мощными (до 30 м) аллювиальными золотоносными отложениями. На территории этого участка структурные исследования проведены на отработанных старательских полигонах, редких коренных русловых обнажений и в керне пяти разведочных скважин. Отложения представлены монотонным переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, редко светло-бурых песчаников (T_3n_3, зоны Monotis ochotica и Monotis scutiformis).

В структурном плане зона АТР является областью сочленения двух ранее описанных доменов, плоскостные структуры которых деформированы сдвиговыми перемещениями вдоль АТР. Домен АТР представляет собой совокупность мозаично расположенных структурно однородных участков, несущих черты Левобережного и Правобережного доменов и разделяющих их зон смятия.

Так, юго-восточный структурный сегмент домена АТР на изученной территории представлен крутозалегающими породами зоны M. scutiformis субмеридионального простирания, возможно, является фрагментом (тектоническим окном) недеформированного северо-западными деформациями восточного крыла Пильской антиклинали (Левобережный домен). На этом участке широко

распространены небольшие субгоризонтально золотоносные жилы и прожилки, являющиеся источником золота для россыпей (Рис. 3).

Северо-западный сегмент домена представлен моноклинально залегающими толщами зон M. scutiformis и M. ochotica ССЗ простирания (310-340°) с ундулирующими шарнирами (азимут погружения 130-340°, угол погружения 7-25°). По наблюдениям за слоистостью и кливажем (в том числе в керне скважин) толщи секутся пологими хрупко-пластическими зонами сдвига и (надвигами) и зонами дробления мощностью до первых метров, к которым приурочены рудные интервалы рудопроявления Террасовое. Самыми поздними деформациями являются пластические полосы излома с вертикальными шарнирами, по анализу которых оси сжатия имеют ВСВ простирание. Пластические зоны излома сопряжены с субширотными левосторонними сдвигами.

По структурным характеристикам этот сегмент больше соответствует развернутым по часовой стрелке около 40° структурам Правобережного домена, являющегося аналогом Ниткан-Тобычанской СФЗ. В породах этого сегмента была проведена количественная оценка деформации (по ориентированному керну) [Имамендинов и др., 2006]. Так, по ориентировке и интенсивности проявления синрудных кварц-хлорит-серицитовых кайм обрастания вокруг сульфидов рудовмещающей толщи, было найдено, что максимальная интенсивность метасоматических процессов была связана с более поздними деформация, чем разворот складчатых структур Правобережного домена в зоне Адыча-Тарынского разлома, а ориентировка субпараллельна наложенным разрывным деформациям Левобережного домена.

Вышеописанные структурные сегменты разделены СЗ простирания **зоной смятия «Дражная»** с крутопогружающимися (до 30°) шарнирами и несущие черты зон смятия Левобережного домена. Именно в этой зоне смятия на стыке с осевой зоной (с интенсивным проявлением кливажа осевой плоскости и синрудных метасоматических процессов) синклинальной складки СЗ домена приурочено рудопроявление Дражное (рис. 3).

Изучение локализации известных рудопроявлений, месторождений и вновь выявленных рудных интервалов со складчатыми и разрывными структурами показало, что все известные жильные и жильно-прожилковые рудопроявления приурочены к локальным зонам смятия или разрывам ЗСЗ простирания, секущим почти под прямым углом крылья и замковую часть региональной Пильской антиклинали (рис. 3). Прожилково-вкрапленное оруденение наблюдается только в линейных штокверковых зонах рудопроявлений Малыш и Дражное и приурочены к кровле более однородной [Оксман, 2005] и обогащенной органикой и сульфидами зоны M. scutiformis, толщи которой обнажаются в ядре Пильской антиклинали, как в Левобережном домене (Пиль, Малыш), так и в долине р. Бол. Тарын. Наложенные зоны смятия в толщах зоны M. ochotica с жильно-прожилковым оруденением, как правило, несут убогую золотую минерализацию (Дора, Стрела).

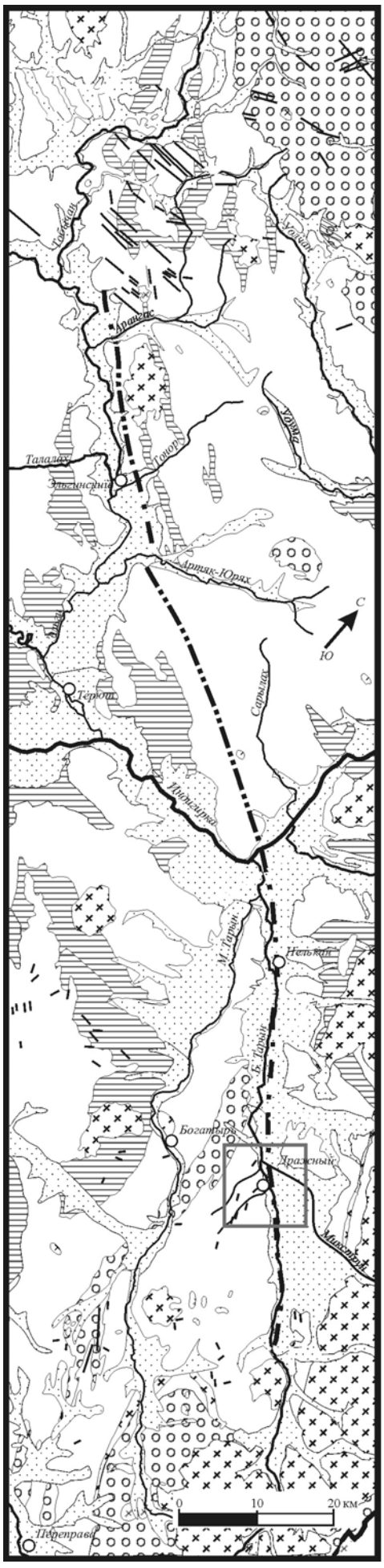
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА КОНЕЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Для количественной оценки конечных деформаций использовались синтектонические каймы обрастания («тени давления») вокруг кристаллов пирита кубического габитуса, глобул фрамбоидального пирита и замещённых сульфидами органических остатков, сложенные минеральными зёрнами волокнистого облика.

В каждом шлифе определялись относительные удлинения (e) поперек стенок пиритовых агрегатов и ориентировка этого направления относительно длинной стороны шлифа. Отбиралось не менее трех, обязательно различно ориентированных, объектов, величины относительных удлинений для каждой из сторон принимались как модальные значения всех длин относительных удлинений на выбранном участке.

За первоначальную длину (l_0) бралась половина мощности пиритового агрегата, длина которого не изменялась в течение исследуемой деформации: недеформированные сферические агрегаты фрамбоидального пирита наблюдались нами даже в сильно деформированных алевролитах с явно выраженными плоскостями кливажа и искажёнными формами двустворчатых моллюсков.

Для вычисления максимального удлинения и минимального укорочения в плоскости шлифа использовались круги деформации Мора [Родыгин, 1996]. Для этого из частных относительных удлинений (S_i) вычислялись обратно-квадратичные удлинения ($L=1/S_i^2$), которые служили абсциссами на круге Мора. Вторыми параметрами для построения круга Мора служили углы между направлениями относительных длин.



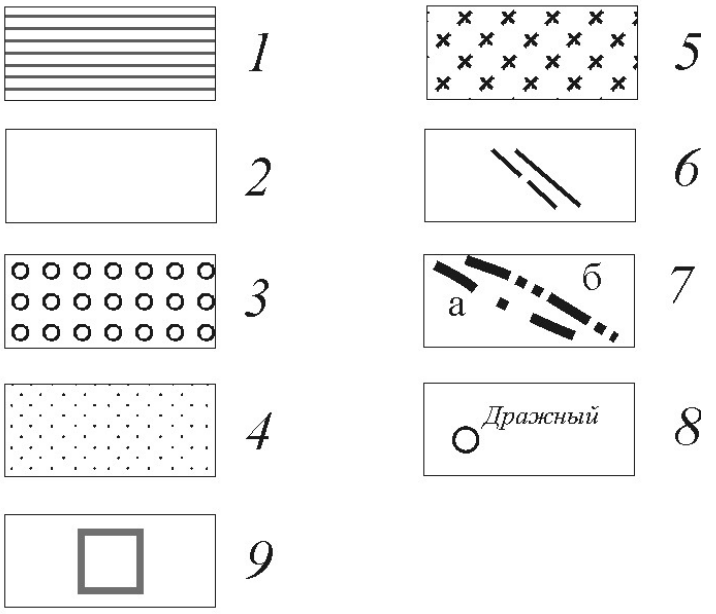


Рис. 2. Схема геологического строения Адыча-Тарынской зоны разломов. Отложения: 1 – карнийские, T_3k, 2 – норийские, T_3n, 3 – юрские, J, 4 – четвертичные, Q; 5 – интрузивные и субвулканические тела кислого состава; 6 - дайки разного состава; 7 - зона Адыча-Тарынского разлома: а - под покровом четвертичных отложений, б – наблюдаемая в коренных породах; 8 – населённые пункты; 9 - границы области, отображённой на рисунке 3

Пересечение перпендикуляров, опущенных из середины отрезков соединяющих вертикальные линии (с абсциссами равными обратно-квадратичным удлинениям) является центром искомого круга деформаций, радиус проводится через точки пересечения вертикальных линий и соединяющих их отрезков. Соединяющие отрезки – направления частных относительных удлинений. Крайние значения круга по линии абсцисс определяют обратно-квадратичные максимальное удлинение и минимального укорочение в данном сечении, ориентировка их определяется углами между известным направлением.

Из обратно-квадратичных максимального удлинения и минимального укорочения для данного сечения вычислялись длинная и короткая оси эллипса деформации и ориентировка его длинной оси относительно длинной оси шлифа. Далее определялась ориентировка длинных и коротких осей эллипсов деформации на каждой из трёх взаимно перпендикулярных плоскостях в географической системе координат (азимут и угол погружения). Эти пары углов, а также величины длинной и короткой осей эллипсов использовались для вычисления эллипсоида деформации.

Вычисление эллипсоида проводилось методом его построения на основе данных по трём произвольно ориентированным плоскостям.

В пределах Левобережного домена была проведена количественная оценка конечной деформации пород ядра Пильской антиклинали и её северо-восточного крыла, в том числе из Левобережной зоны смятия. Для это домена характерна ЗСЗ-ССВ ориентировка оси максимального укорочения (азимут простирания 286-12°). При этом от ядра к северо-восточному крылу антиклинали, то есть по мере приближения к зоне Адыча-Тарынского разлома, она меняется от с ССВ на ЗСЗ. Данная тенденция говорит о том, что наиболее сильному сжатию породы Левобережного домена подверглись на этапе формирования наложенных складчатых структур(F2). Ось максимального удлинения либо имеет СВ ориентировку (азимут простирания 37-49°) и наклонена полого (16-26°), либо имеет ЮЮЗ ориентировку (азимут простирания 197-209°) наклонена круто (67-68°). Пологий наклон ось максимального удлинения имеет в пределах Левобережной зоны смятия и в её юго-западном борту, где породы подверглись одноосному СЗ сжатию. Ориентировка и форма эллипсоида деформации свидетельствуют в пользу того, что зона смятия Левобережная является зоной субвертикального сдвига.

Для рудопроявления «Террасовое», а также для участка между рудопроявлениями «Дражный» и «Террасовое» максимальные и минимальные значения длин осей максимального удлинения и промежуточной оси имеют широкий разброс, и только величина максимального укорочения имеет стабильную ориентировку во всех девяти образцах.

Это подтверждает, что выделенная плоскость главных осей XY эллипсоида деформации сопоставляется с плоскостями кливажа осевой плоскости (ОП), в которой нет предпочтительной ориентировки регенерационных каемок вдоль оси складки или же перпендикулярно шарниру складки. Это также подтверждается и тестом на однородность длин осей: вероятность, что вычисленные значения главных осей X и Y не отличаются друг от друга, составляет от 87 до 96%.

Для участка «Дражный» ситуация с ориентировкой и длинами осей принципиально иная. Наиболее стабильную ориентировку в пяти исследованных образцах имеет субвертикальная ось удлинения. Ориентировка промежуточной и оси укорочения имеет широкий разброс в субгоризонтальной плоскости, а длины их незначительно отличаются друг от друга. Каемки синтектонического роста первого этапа деформации (формирование кливажа осевой плоскости) в этих образцах деформированы (например, волнистое погасание волокнистого кварца) и/или замещены поздним хлоритом. Ориентировка и форма эллипсоида деформации подтверждает, что рудопроявление «Дражное» находится внутри субвертикальной зоны сдвига (рис. 4-в).

В Левобережной и Дражной зонах смятия породы деформированы в поле напряжений с ЗСЗ ориентировкой оси сжатия. Ориентировка и форма эллипсоида деформации в обоих случаях говорят о том, что в этих зонах смятия преобладает сдвиговая составляющая.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР ЗОНЫ АДЫЧА-ТАРЫНСКОГО РАЗЛОМА

Проведённые структурные исследования позволяют выделить несколько этапов эволюции складчато-разрывных структур и связанных с ними процессов рудообразования. Выявленная структура для Левобережного домена даёт возможность определить самые ранние деформации — формирование региональной Пильской антиклинали (F1), фиксирующей субширотное сжатие. На этом этапе формируются межпластовые жилы, приуроченные к контактам литологически разнородных пород выполненные золотоносными жилами (месторождение Пиль) (рис. 4, а).

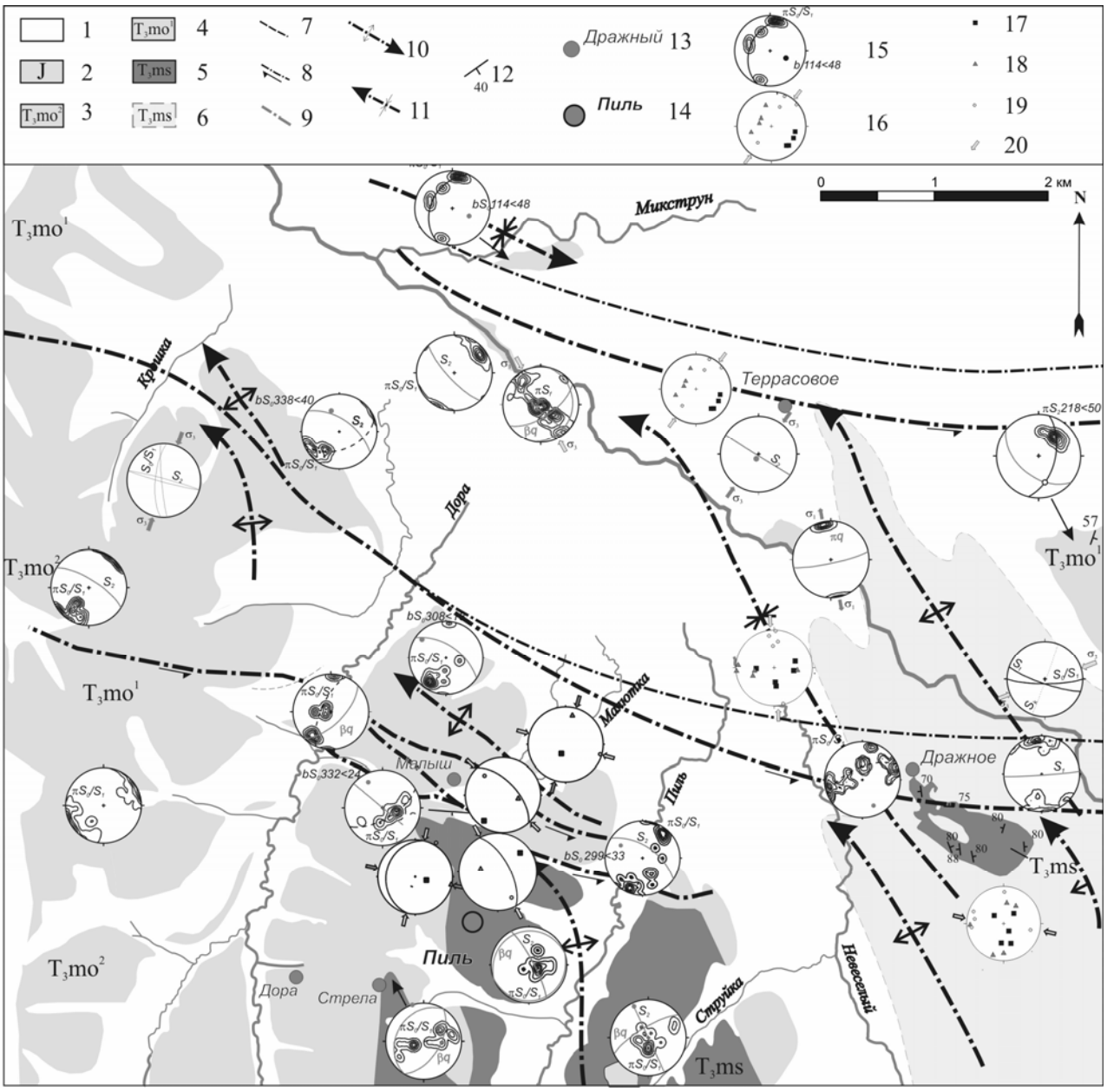


Рис 3. Структурная схема Дора-Пильского рудного поля и стереографические проекции пространственного положения структурных элементов и осей эллипсоидов деформации(по данным стрейн-анализа): Отложения: 1 – четвертичные и техногенные, Q; 2 – юрские, J; 3-6 – верхнетриасовые норийского яруса, зоны: 3 – Monotis ochotica, T_3n_{2-3}, 4 – Monotis ochotica, T_3n_3, 5 – Monotis scutiformis, T_3n_{2-3}, 6 – предполагаемая площадь распространения Monotis scutiformis под техногенными отложениями; 7-9 – разрывные нарушения: 7 – взбросы, надвиги, 8 – сдвиги, 9 – линеаменты, выделенные при дешифрировании дистанционной основы; 10 – шарниры антиклинальных складок; 11 – шарниры синклинальных складок; 12 – элементы залегания; 13 – рудопроявления золота, 14 – месторождения золота; 15 – стереографические проекции, нижняя полусфера: S_0/S_1 – слоистость/сланцеватость, S_2 – кливаж разлома; поверхности: S_t – скольжения, S_k – пластического излома, S_f – пологих тектонических трещин , q – кварцевые и кварц-карбонатные жилы, b – шарнир, p – полюс, β – дуга большого круга. 16 – стереографические проекции осей эллипсоида деформации, нижняя полусфера; 17 – ось максимального удлинения, 18 – промежуточная ось, 19 - ось максимального укорочения; 20 – ориентировка оси максимального сжатия

Процессы деформации второго этапа заключались в начальном пластическом смятии восточного крыла и периклинального замыкания Пильской антиклинали с разворотом простирания от меридионального до северо-западного. С промежуточным этапом связано формирование соскладчатых крутозалегающих взбросов с приразломными складками (F2) по субширотным разломам в Левостороннем домене и р. Бол. Тарын. В Правобережном домене складчатые деформации представлены пологими надвигами (общее направление сжатия ССВ-ЮЮЗ).

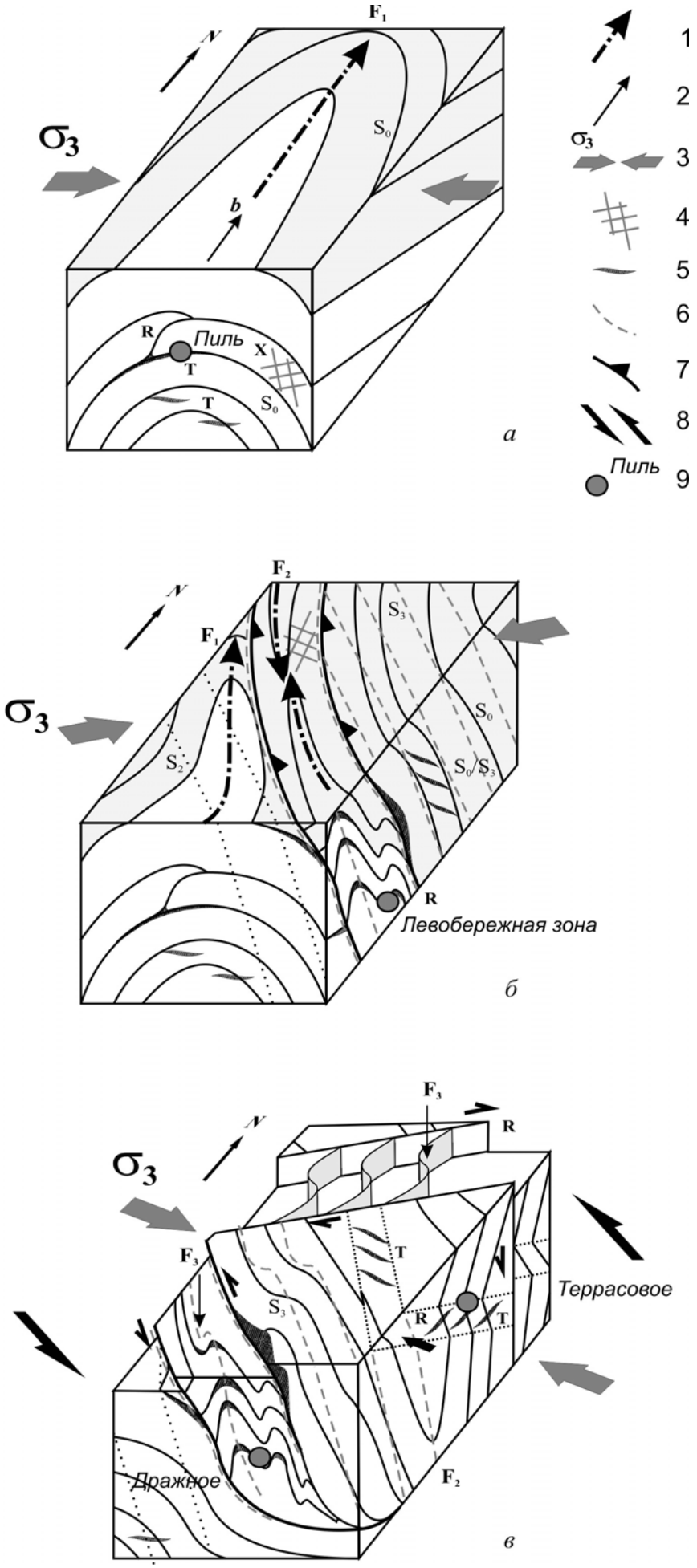


Рис 4. Эволюция структур зоны Адыча-Тарынского разлома: 1 – ось антиклинальной складки; 2 – шарнир складки; 3 – направление сжатия; 4 – зоны штокверкового золото-кварцевого оруденения; 5 – внутрислоевые жилы; 6 – поверхности кливажа осевой плоскости складок; 7 – надвиги; 8 – направления сдвигового перемещения; 9 – месторождения и рудопроявления золота; а – Левобережный домен (Дербеке-Эльгинская СФЗ): раннее субмеридианальное сжатие, складки F1, штокверковое золото-кварцевое оруденение (X), призамковые надвиги (R) и внутрислоевые жилы (T); б – Правобережный домен (Нитканн-Тобычанская СФЗ): северо-северо-восточное сжатие и надвигание на образования Левобережного домена, складки F2, кливаж разлома (S2), кливаж растворения под давлением (S3), призамковые надвиги (R), внутрислоевые и секущие жилы; в – Домен Адыча-Тарынского разлома, восток-северо-восточное сжатие, складки F3, призамковые надвиги (R) и внутрислоевые жилы (T)

С заключительной стадией связывается формирование кливажа осевой плоскости (S3) ЗСЗ простирания и активизация метасоматических процессов в зоне Адыча-Тарынского разлома, которые являются наложенными на уже деформированные участки Пильской антиклинали. Так как разворот ранних структур меридионального простирания на северо-западные происходил постепенно с увеличением к тыловой части надвигов, поверхности кливажа располагаются параллельно или под острым углом к складчатым структурам. При этом в однородных складчатых доменах происходило растворение и вынос рудных компонентов вдоль плоскостей кливажа (рис. 4, б), а их переотложение осуществлялось локально (образовывались короткие пологие линзовидные жилы) или в местах сочленения с соскладчатыми зонами смятия, где формируются штокверковые зоны прожилково-вкрапленного арсенопирит-пиритового оруденения (рудопроявления Малыш, Террасовое, Дражное).

На третьем этапе в пределах зоны динамического влияния Адыча-Тарынского разлома сформированные структуры деформируются хрупко-пластическими зонами сдвига (рис. 4, в). Соскладчатые взбросы при этом трансформируются в левосторонние взбросо-сдвиги (зоны сдвига Левобережная, Дражная). В зоне Адыча-Тарынского разлома дополнительно формируются пологие хрупко-пластичные зоны сдвига. Вдоль зон сдвига тектонически перерабатываются золото-кварцевые тела различного морфологического типа: межпластовые жилы, короткие пологие линзовидные жилы и зоны прожилкования. Все эти образования тектонически совмещены в пределах рудных зон (рудопроявления Малыш, Дора, Стрела, Дражное) с дополнительным образованием минеральных ассоциаций сурьмы. В заключительную фазу формируются пострудные правосторонние сдвиги северо-восточного простирания, которые смещают рудные зоны на десятки - первые сотни метров.

ВЫВОДЫ

Адыча-Тарынский разлом представляет собой широкую зону разрывных нарушений преимущественно левосдвиговой кинематики, в которой проницаемыми участками являются пологие хрупко-пластические субширотные, падающие на северо-восток, зоны смятия. В целом, эта модель согласуется с результатами структурных исследований на известных золото-сурьмяных жильных месторождениях контролируемых Адыча-Тарынским разломом (месторождение Сарылах и др), для которых отмечается наложенный характер рудоконтролирующих структур и их связь со сдвигами, а проницаемые для рудоносных растворов участки располагаются в острых углах, образованных пересечением северо-западных и субширотных сдвигов [Парфёнов и др., 1988].

Тем не менее, выделение дополнительных пологих зон смятия, вмещающих золоторудную минерализацию, дополняет представления о структурном контроле рудопроявлений Дора-Пильского рудного узла. Таким образом, рудопроявления Террасовое и Дражное в зоне Адыча-Тарынского разлома контролируются деформациями разного структурного плана: рудопроявление Дражное, сингенетичное рудопроявлению Малыш, контролируется структурами сдвигового парагенезиса, а рудопроявление Террасовое (расположенное в 3.5 км к СЗ) – структурами надвигового парагенезиса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает свою признательность В.Н. Войтенко, доценту кафедры Динамической и исторической геологии СПбГУ, за руководство и помощь в интерпретации структурных данных. Структурные исследования на территории Дора-Пильского рудного поля были выполнены в рамках проекта «Поисковые работы на рудное золото в пределах центральной части Тарынского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия))» и являются продолжением работ, производившихся сотрудниками ГУГГП «Якутскгеология».

ЛИТЕРАТУРА

Имамендинов Б.Н., Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Структурная эволюция пиритов Дора-Пильского золоторудного поля (Восточная Якутия) // Онтогения минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач (к 100-летию со дня рождения профессора Д. П. Григорьева). СПб.: 2009. С. 60–62.

Оксман В.С., Суздалова Н.И., Краев А.А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2005. 204 с.

Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90–102.

Родыгин А. И. Методы стрейн-анализа. Томск. 1996. 170 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.

Ramsay J. G., Huber M. I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press. 1987. 391 p.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Р.С. Алексеев[1], Ю.Л. Ребецкий[2]

[2] - Московский государственный Университет, Физический факультет
[2] - Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

Исследование поля современных тектонических напряжений горно-складчатого сегмента земной коры Юго-Восточной Азии выполнено на основе сейсмологических данных о механизмах очагов коровых землетрясений (глубины до 60 км), полученных из каталога Гарвардской обсерваторией (http://www.globalcmt.org). Сформированный их этих данных региональный каталог механизмов насчитывал 465 событий с диапазоном магнитуд Mb>4.5 за период времени 1976 г по 2010 г. На рис. 1 показано распределение эпицентров из этого каталога и механизмы очагов наиболее сильных землетрясений.

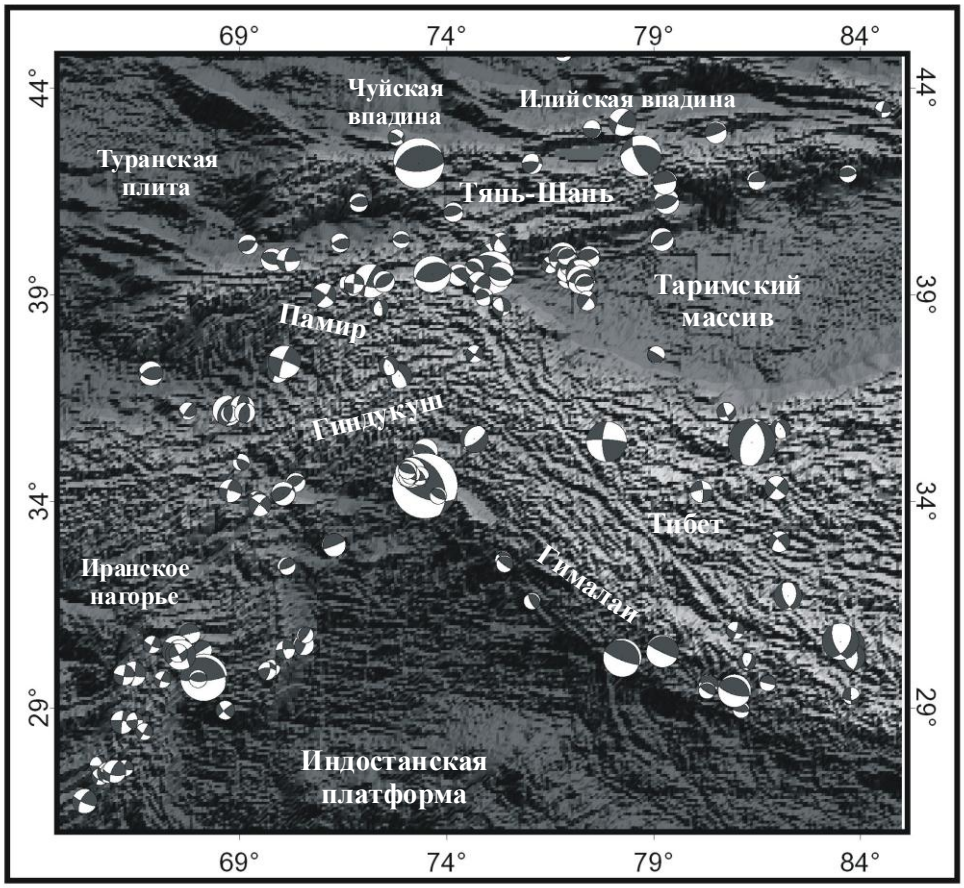


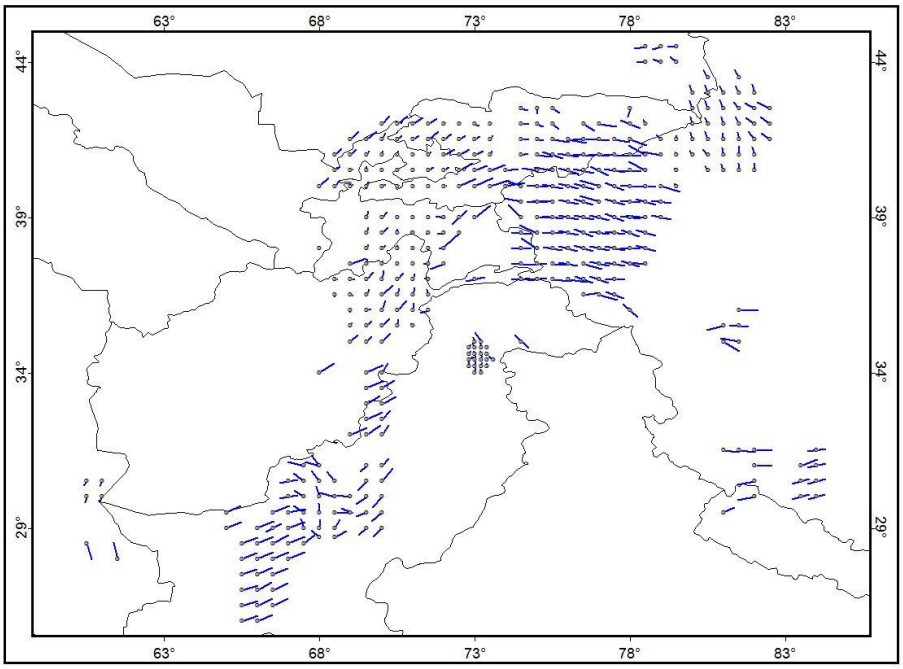
Рис. 1. Топографическая и тектоническая схема Средней Азии и механизмы очагов землетрясений для магнитуд M_b>5.5

Реконструкция напряжений осуществлялась при использовании программного комплекса созданного в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, в основе которого лежат алгоритмы метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 2007]. Алгоритм этого метода опирается на энергетические положения теории пластичности и результаты экспериментов геомеханики по хрупкому разрушению горных пород. Основная идея метода состоит в нахождении параметров тензора напряжений, наилучшим образом отвечающей совокупности трещин сдвига с данными о направлениях смещения их бортов (в сейсмологической модификации это механизмы очагов землетрясений). В рамках метода большое внимание уделяется созданию однородных выборок механизмов очагов землетрясений, характеризующих квазиоднородную стадию деформирования локального участка земной коры – домена. Критерии создания этих выборок требуют наличия острого угла на плоскости трещины между векторами реализованного на ней смещения и касательного напряжения искомого напряженного состояния (уменьшение энергии упругих деформаций после землетрясения). Эти критерии, реализованные в виде системы неравенств,

ограничивают произвол в ориентации осей главных напряжений по отношению к нодальным механизма землетрясений. Неравенства позволяют для совокупности землетрясений из однородной выборки существенно ограничить область возможной ориентации осей главных напряжений. Параметры эллипсоида напряжений (ориентация главных осей и коэффициент Лоде – Надаи) определяются на основе нахождения максимума выделившейся энергии упругих деформаций: произведение искомого тензора напряжений и тензора приращений сейсмотектонических деформаций, рассчитываемого для однородной выборки.

Реконструкция осуществлялась для масштаба осреднения, отвечающему коре в целом (50-70 км) для шага сетки реконструкции 0.5*0.5 град. Расчеты выполнены для 380 квазиоднородных доменов при минимальном числе землетрясений в однородной выборке 6. Ориентация осей максимального сжатия в исследуемом регионе в основном имеет субмеридиональное и юго-восточное простирание, но есть также участки, где эти оси ориентированы на северо-восток (кора

а



б

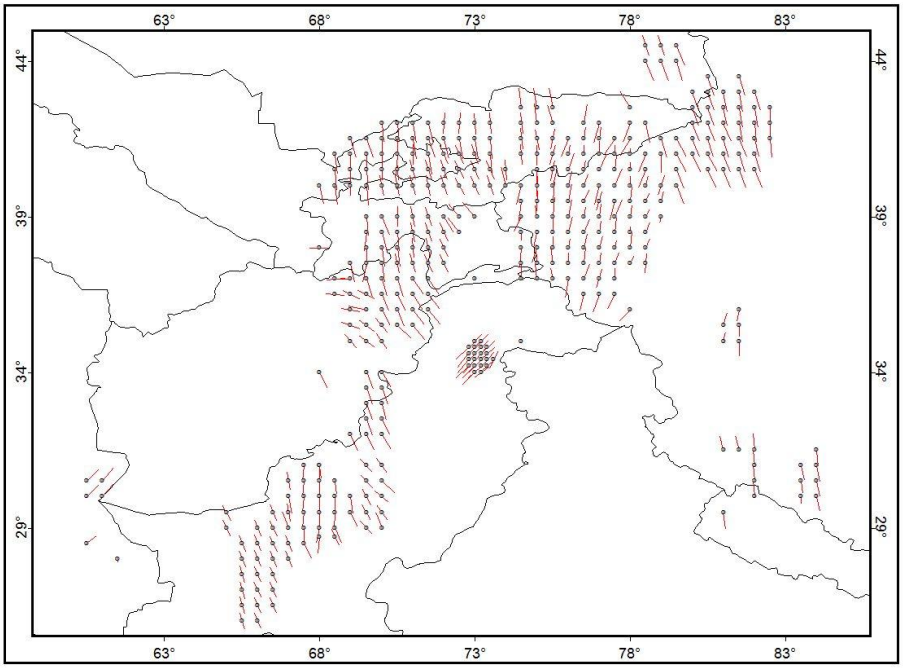
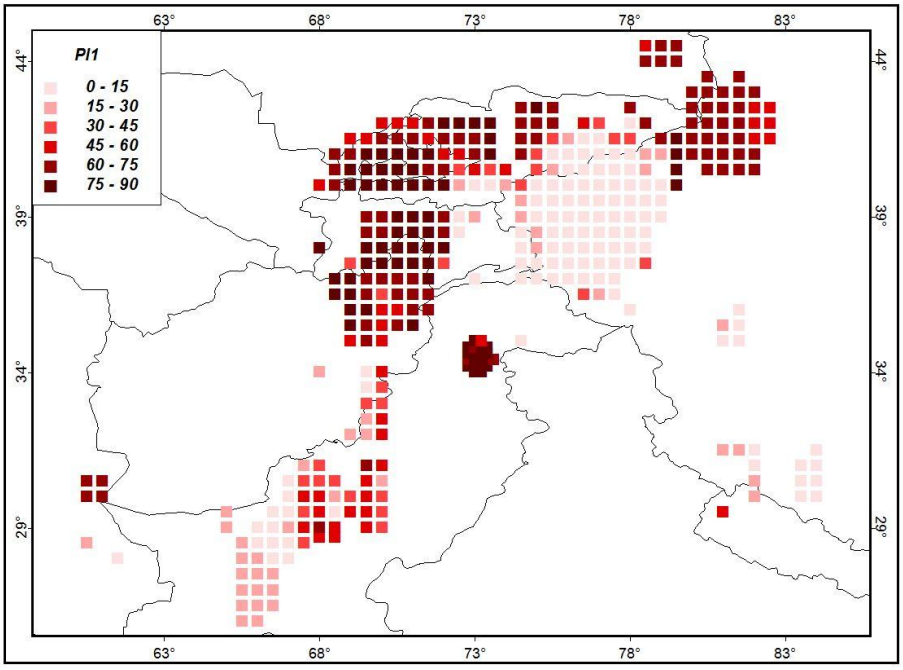


Рис. 2. Погружение осей главных девиаторных напряжений растяжения (а) и сжатия (б). Точка – центр квазиоднородного домена, для которого выполнена реконструкции напряжений. Вектор из центра домена (точки) направлен в сторону погружения оси главного напряжения. Точка в середине вектора означает субгоризонтальное положение оси (±15град)

западной части Таримской плиты) и даже субширотно (Восточный Гиндукуш и западная часть Памира). Погружение этих осей в основном на юг, однако в области с субвертикальной ориентацией этих осей они погружены на северо-восток. Оси максимального девиаторного растяжения ориентированы субширотно для в коре западной части Таримской плиты и для коры западных Гималай, на север - северо-восток для коры горных областей Гиндукуша и имеют крутое, субвертикальное погружение для Западного Тянь-Шаня и участков западного Памира.

Как следует из рис. 3, б наиболее круто оси максимального сжатия погружены для участка коры Южного Тянь-Шаня. Здесь погружение оси главного девиаторного растяжения наиболее пологое (рис. 3, а). Подобная ориентация соответствует геодинамическому режиму, близкому к горизонтальному растяжении. (см. рис. 4, б). Для коры западной части Таримской плиты и сопредельных к ней участков имеет место обратная ситуация. Здесь оси главного девиаторного растяжения имеют крутое погружения, а оси максимального сжатия пологие, что соответствует геодинамическому режиму, близкому к горизонтальному сжатию (рис. 4, б) Для участка коры южного Гиндукуша обе эти оси главных напряжений субгоризонтальны, что определяет близость геодинамического режима к горизонтальному сдвигу (рис. 4, б).

а



б

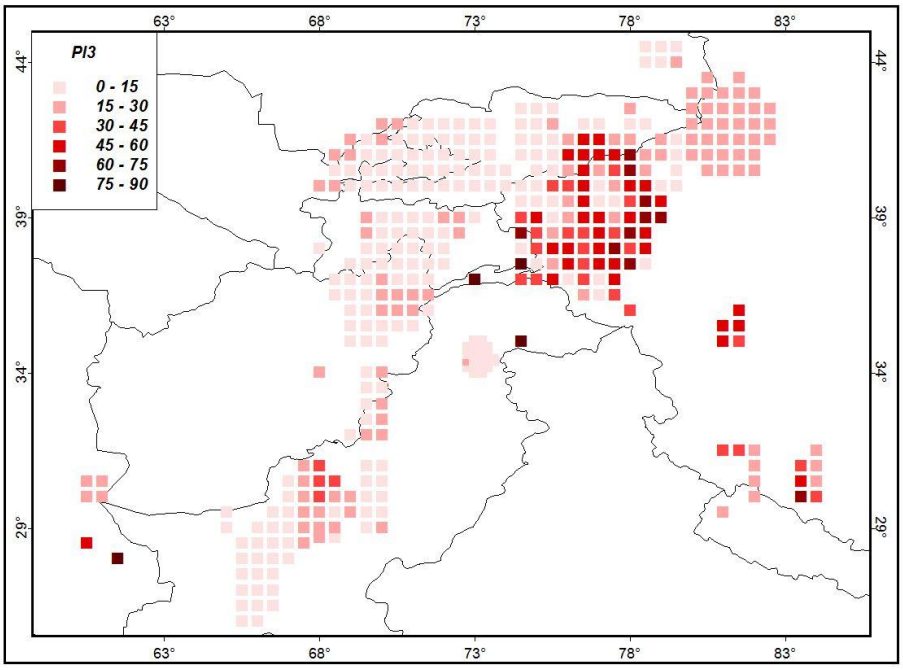
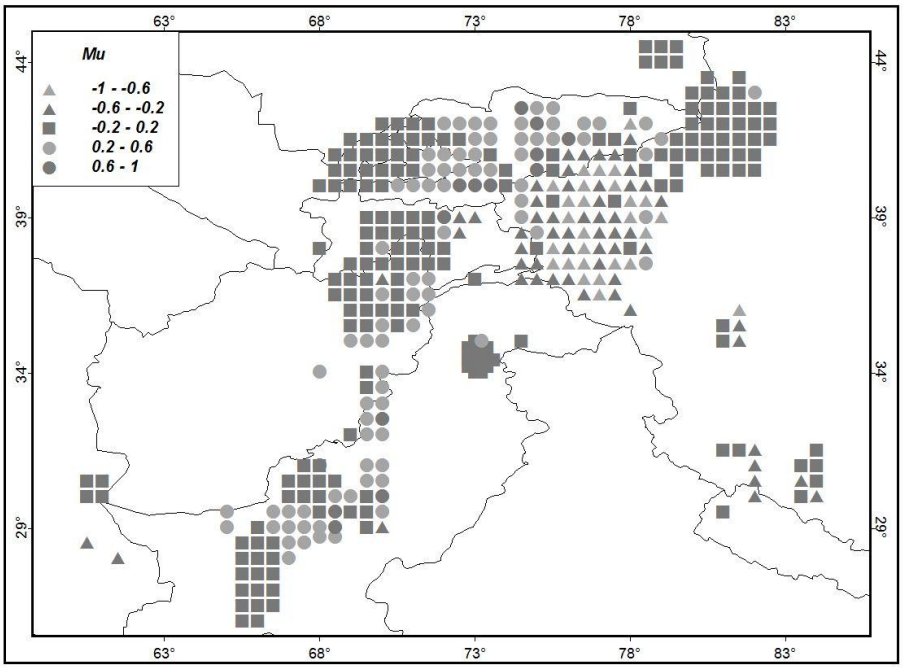


Рис. 3. Углы погружения осей главных девиаторных напряжений растяжения (а) и сжатия (б)

Как следует из рис. 4 основным типом геодинамического режима является горизонтальное сжатие и горизонтальный сдвиг. Существуют также локальные участки горизонтального растяжения, которые практически полностью приурочены к коре западной части Таримской плиты. Вид тензора напряжений – эллипсоида напряжений близок к чистому сдвигу и его сочетанию с одноосным сжатием и одноосным растяжением. В коре западной части Таримской плиты имеется большое число доменов с видом эллипсоида напряжений близким к одноосному растяжению. Поскольку для этой провинции характерна субширотная ориентация осей максимального девиаторного растяжения, то это означает, что эллипсоид напряжений, близкий по форме к регбийному мячу, имеет пологую и субширотную ориентацию длинной оси.

На рис. 5 представлена ориентация осей наибольшего и наименьшего сжатия, действующего в латеральном направлении (главные оси эллипса напряжений, полученного в сечении горизонтальной плоскости эллипсоида напряжений). Отметим достаточно плавное тангенциальное обтекание осями минимального горизонтального сжатия с северо-запада, севера и северо-востока

а



б

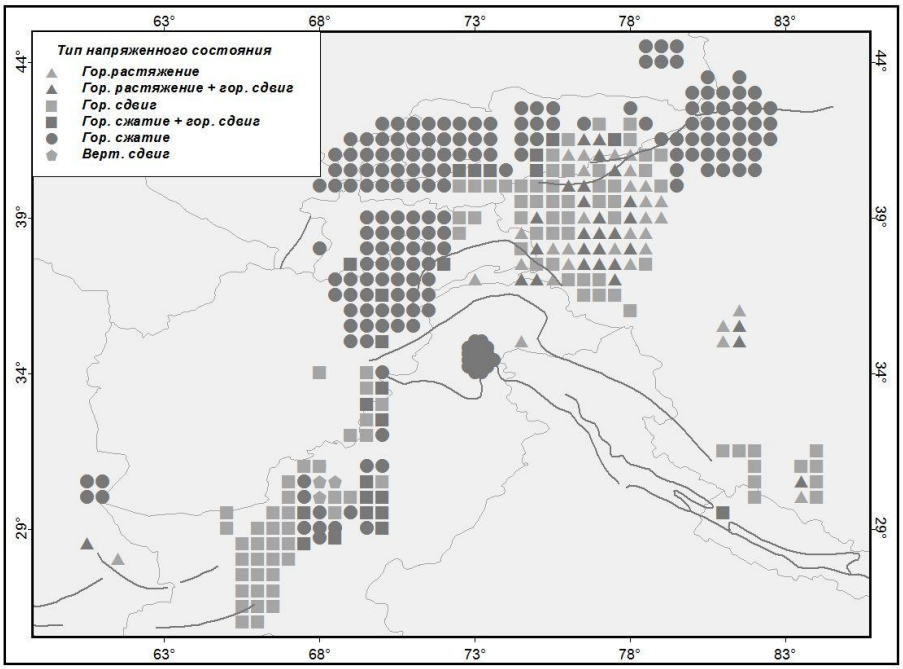


Рис. 4. Вид тензора напряжений, определяемый значениями коэффициента Лоде - Надаи (а): одноосное сжатие (0.6–1), чистый сдвиг (-0.2 – +0.2) и одноосное растяжение (-0.6 – -1) и геодинамический режим напряженного состояния (б)

востока горной области Памира. Здесь оси максимального горизонтального сжатия ориентированы радиально относительно горного поднятия. Подобная ориентация осей хорошо соответствует задаче о давлении в цилиндрическом включении. В коре юго-западной кромки Тибета ориентация осей горизонтального максимального сжатия северо-восточная, что еще больше приближает поле ориентации горизонтальных осей к радиально тангенциальной по отношению к северо-западной границы горной страны. Отметим также, что для южного Гиндукуша оси напряжений максимального горизонтального сжатия стремятся быть ортогональными изменяющемуся простиранию горной страны, разворачиваясь на 90 град. В коре Северного Тянь-Шаня к востоку от о. Иссык-Куль, также для южного Гиндукуша имеет место переиндексация осей горизонтального сжатия. К западу от меридиана 75^{o}в.д. оси максимального горизонтального сжатия имеют северо-восточное простирание, а к востоку северо-западное.

На рис. 6 построено поле ориентаций касательных напряжений на горизонтальных площадках, отражающих взаимоотношение коры и верхней мантии. Преимущественное направление этих напряжений с юга на север отражает то факт, что кора смещается относительно

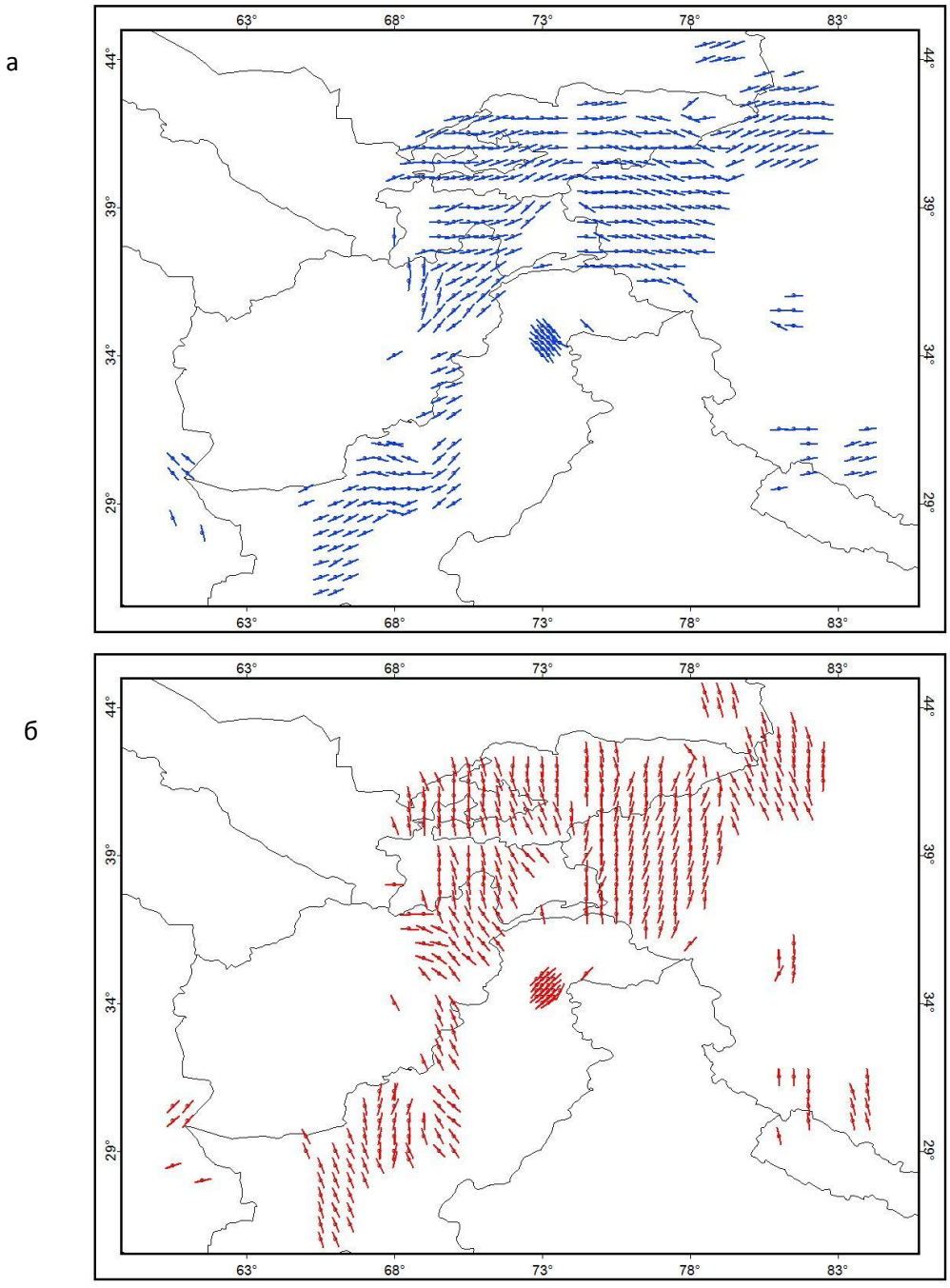


Рис. 5. Простирания главных осей эллипса напряжений, полученного в сечении горизонтальной плоскости эллипсоида напряжений – оси максимального (б) и минимального (а) сжатия в горизонтальной плоскости

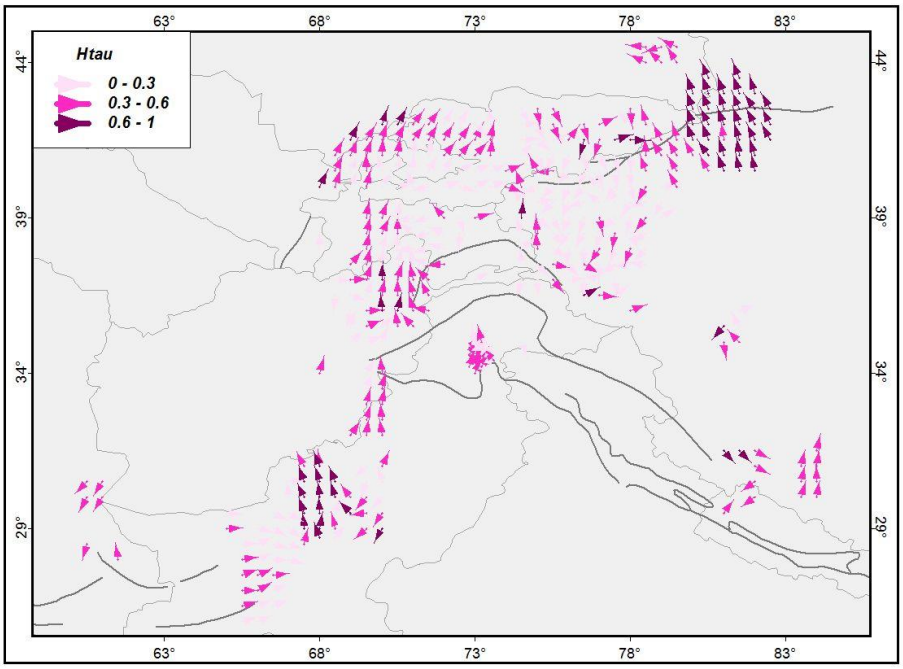


Рис. 6. Направление и относительная интенсивность касательных напряжений (нормировано на значение максимального касательного напряжений), действующих на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли

мантии преимущественно в противоположном направлении. В рамках тектоники литосферных плит кинематическая интерпретация этих данных говорит о двух возможных явлениях: 1) давление Индийской политы в первую очередь предаются на верхнюю мантию и она, обгоняя в своем движении на север кору, воздействует на нее через касательные напряжения; 2) Сибирская плита давит с севера на кору исследуемого региона, деформируя ее в меридиональном направлении, и смещает её на юг относительно стабильной мантии. Второй вариант интерпретации не противоречит известным данным GPS-геодезии, если за стабильную точку расчета смещений принимать пункты GPS-геодезии на северной границе Индийской плиты. В этом случае вектора горизонтального меридионального смещения будут направлены с севера на юг и будут иметь максимальные амплитуды на севере Сибирской плиты.

Отдельно следует отметить, что на фоне этой основной ориентации осей поддвиговых касательных напряжений существуют достаточно обширные области с резко отличающейся широтным их направлением и даже диаметрально противоположным направлением с севера на юг. Все эти области, как правило, приурочены к коре котловин и областей вблизи крупных межгорных впадин: западная часть Таримской плиты, о. Иссык-Куль, долина р. Инд и др. Как в рамках концепции единого движения литосферной плиты можно объяснить это явление, авторам неясно.

Выводы. Результаты выполненной реконструкции с одной стороны подтвердили представления от том, что напряженное состояние исследуемого сегмента земной коры сформировано под воздействием давления со стороны Индийской литосферной плиты. Это в частности отражает радиально-концентрическое распределение осей латерального максимального и минимального сжатия (рис. 4). С другой стороны направления действия касательных напряжений на горизонтальных площадках (рис. 5) показывает противоположный характер относительного движения в коре и подкоровой мантии, чем это следует из концепции новой глобальной тектоники, определяя в качестве движущейся Сибирскую плиту.

ЛИТЕРАТУРА

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. 3

Баранов А.А. Строение коры антарктиды по геофизическим данным. 11

Бойко Е.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Грибанова Е.И., Тимофеев А.В. Косейсмические и многолетние изменения деформации на Южном Байкале (по измерениям штольневыми и GPS методами). 20

Вихоть Ю.М., Бубняк И.Н. , Накапелюх М.В. Напряженно-деформированные состояния и динамика скибового покрова украинских Карпат. 28

Владимирова И.С. Моделирование постсейсмических процессов в субдукционных регионах. 36

Вольхин И.И. Определение динамических параметров очагов землетрясений с помощью программы seisan с целью подготовки данных для изучения локальных полей напряжений. 43

Габсатаров Ю.В. Анализ деформационных процессов в литосфере по геодезическим наблюдениям 48

Герман В.И. Физические принципы прогноза обрушений на рудниках на основе данных сейсмического мониторинга. 54

Герман В.И. Выделение аномалий структуры сейсмичности и их связь с тектоническим строением территории. 62

Громов П.А., Войтенко В.Н., Якубовская А.О., Гонегер А.В. Эволюция поля тектонических напряжений Конёвинского месторождения по результатам структурно- кинематического и микроструктурного анализов. 65

Добрынина А.А., Саньков В.А. Параметры затухания сейсмических волн в литосфере зон континентального рифтогенеза на примере рифтов Сибири и восточной Африки. 69

Достовалов Р.Н., Савченко С.Н. Исследование напряжённо-деформированного массива горных пород с использованием GPS мониторинга. 74

Орлёнок В.В., Аносов Г.И.,.Дробиз М.В. О возможной по геофизическим данным реактивации тектонической структуры балтийской синеклизы в новейшее время 79

Ершов В.В. Динамика геофлюидов в зоне центрально-сахалинского разлома (по результатам наблюдений на южно-сахалинском грязевом вулкане). 84

Жиров Д.В., Фёдоров А.В., Жирова А.М. Закономерности сейсмичности хибинской и ловозерской природно-технических систем. 90

Жиров Д.В., Мелихова Г.С., Климов С.А., Рыбин В.В. Комплексная методика инженерно-структурных исследований и мониторинга геомеханического состояния массива пород в целях проектирования и эксплуатации глубоких карьеров. 100

Завьялов А.А. Мониторинг бортов и уступов карьера рудника железный оао «ковдорский гок» в целях долгосрочного прогноза их устойчивости. 110

Иванов А.А. Опыт тектонофизических исследований применительно к объектам блочного камня (на примере Салминского массива гранитов рапакиви, ю-з Карелия). 118

Кондратьев М.Н. Поля напряжений в структурах основания Охотско-чукотского вулканогенного пояса. 123

Коптев А.И., Ершов А.В., Маловичко Е.А. Интерполяция и экстраполяция данных «мировой карты напряжений» 130

Кохан А.В., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование и морфология ультрамедленных спрединговых хребтов с косым механизмом спрединга 139

Лермонтова А.С. Взаимодействие трещин сдвига – аналитическое приближение. 149

Лескова Е.В., Еманов А.А. Напряженно-деформированное состояние Чуйско-Курайской зоны (горный Алтай) 154

Литовченко И.Н. Оценки термодинамических напряжений в очагах сильных землетрясений сейсмоактивного региона северного Тянь-Шаня 161

Максимов Д.А. К вопросу о тектонофизических исследованиях северо-восточной части Балтийского щита 164

Миронов А.П., Кравчук В.К., Милюков В.К., Латынина Л.А. Глобальная геодинамика по синхронным наблюдениям литосферных деформаций на станциях Баксан (Россия) и Гран-Зассо (Италия). 169

Назаревич Л.Е., Назаревич А.В., Стародуб Г.Р., Назаревич Р.А. О многоярусности сейсмотектонического процесса в украинском Закарпатье и его связи со структурой коры региона и свойствами ее вещества. 179

Накапелюх М.В. , Вихоть Ю.М., Бубняк И.Н. Сбалансированный разрез Скибового покрова украинских Карпат, долина реки Сукиль. 187

Никитенко А.В., Корчемагин В.А., Павлов И.О. Поля напряжений и геологическая структура западного замыкания главной антиклинали Донбасса. 191

Нугманов И.И., Еронина Е.В., Даутов А.Н., Хабибуллин Р.Р. Информативность данных дистанционного зондирования при оценке современных движений земной поверхности (на примере нефтяных месторождений Татарского свода). 198

Образцова Т.С. Обработка и анализ заданных смещений GPS антенны 200

Омар Х.М., Ребецкий Ю.Л., Арефьев С.С. Механизмы афтершоков алтайского землетрясения 2003 г и напряженное состояние в его очаговой области для периода 2004 – 2005 гг. 207

Павлов И.О., Никитенко А.В., Корчемагин В.А. Поля напряжений восточной тувы (по результатам полевых структурно-тектонофизических исследований) 215

Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. Нелинейная динамика структур обострения в ансамблях дефектов как механизм формирования очагов землетрясения. 221

Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В. Особенности аккреции коры и геометрии оси в спрединговых хребтах (по результатам экспериментального моделирования) 232

Погорелов В.В. моделирование разрушения геосредыпод воздействием сильных сейсмических событий 239

Полец А.Ю. выделений плоскости разрыва в очагах землетрясений в районе Южных и Средних Курильских островов. 247

Потехина И.А. Структурная модель формирования кимберлитовой трубки комсомольская на основе тектонофизического анализа 251

Пушкаревский Ю.С. Мониторинг сейсмического режима на основе геоинформационных систем. 257

Рапопорт А.Б. Литофациальный анализ месторождения, связь разломно-блоковой тектоники с распространением кавернозно-поровых коллекторов 260

Рогозин А.Н., Леонов В.Л. Геодинамические условия формирования рудоносных жил Банно-Карымшинского района (Камчатка) 265

Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (хребет Ачишхо) 270

Хлебалин И.Ю. Деформационная неоднородность зон смятия Адыча-Тарынского разлома (Восточная Якутия) 274

Алексеев Р., Ребецкий Ю.Л. Тектоническое поле современных напряжений Средней Азии 284

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.
ШКОЛА 2011
Т.1

Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Усл. печ. л. 35. Тираж 100 экз.