Российская академия наук Сибирское отделение Институт земной коры

Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия

Материалы Всероссийского совещания (18–21 августа 2009 г.)

Том 2

Иркутск 2009

УДК 551.24+550.34+551.24.03 ББК Д392+Д217.1 Р17

Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г.). – В 2-х т. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – Т. 2. – 227 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийского совещания с одноименным названием, прошедшего в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск) с 18 по 21 августа 2009 г.

В публикуемых статьях анализируется современное состояние исследований разломообразования и сейсмичности в литосфере, приводятся результаты работ групп исследователей, развивающих различные точки зрения на проблемы взаимосвязи сейсмичности с современным разломообразованием, напряженным состоянием и движениями литосферы.

Книга будет полезна тектонистам, сейсмологам, специалистам в области инженерной геологии и гидрогеологии, а также аспирантам, ведущим исследования в области современной геодинамики и сейсмологии.

Ответственные редакторы Е.В. Скляров, С.И. Шерман

Редколлегия В.А. Саньков (зам. отв. ред.), К.Ж. Семинский, Н.Г. Балукова

Проведение конференции и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 09-05-06051-г) и Института земной коры СО РАН.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 7 от 05.05.2009 г.)

ISBN 978-5-902754-40-4 ISBN 978-5-902754-42-8 (т. 2)

©ИЗК СО РАН, 2009

Посвящается 60-летию Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук и 30-летию лаборатории тектонофизики

ОТ РЕДАКТОРОВ

В предлагаемых читателям двух томах книги «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» публикуются материалы всероссийского совещания, посвященного обсуждению причинно-следственных связей между синхронно протекающими процессами разломообразования и сейсмичности в хрупкой верхней части литосферы Земли. Условия формирования и локализации очагов землетрясений в зонах разломов достаточно хорошо изучены, и разработаны различные модели этого процесса. Сложнее представляется ситуация с сейсмическими зонами как целостными структурами. Сейсмический процесс в них рассматривается либо как квазихаотическая пространственно-временная последовательность событий, либо как последовательное «заполнение» пространства очаговыми зонами для «сглаживания» степени деструкции литосферы, либо как квазитечение литосферного материала. Часто предлагаются другие точки зрения, механизмы и модели, в той или иной степени удовлетворяющие фиксируемым сейсмическим событиям (модели поддвига литосферных плит и некоторые другие). В большинстве случаев разрабатываемые модели сейсмического процесса не опираются на геолого-структурную обстановку и не учитывают специфику разломно-блокового строения земной коры, селективную активизацию разломов и степень подготовленности отдельных разрывов для реализации напряжений и формирования очагов землетрясений.

Недостаток хорошо разработанных моделей сейсмического процесса сказывается на решении сложных вопросов прогноза землетрясений. Возникает необходимость комплексного тектонофизического анализа разломообразования и сейсмичности в литосфере как генетически взаимосвязанных и на определенном этапе развития разрывов синхронных процессов. Подобное понимание состояния изученности комплексной проблемы – разломообразования и сейсмичности – и предопределило научное направление и цель совещания: анализ и обмен мнениями о современных проблемах исследования процессов разломообразования и сейсмичности в литосфере для выработки принципиально новых концепций изучения этих процессов на уровне возможностей XXI века. На базе современных достижений тектонофизики и сейсмологии, а также смежных разделов науки и техники свежие парадигмы и концепции, усовершенствованные технологии могут дать возможность разработать принципиально новые подходы и методы к изучению закономерностей активизации литосферы, ее разломных структур и сейсмичности в интервалах короткого реального времени для совершенствования методов прогноза сильных сейсмических и других катастрофических событий. Публикуемые материалы совещания будут способствовать координации подобных исследований, ведущихся в научных учреждениях РФ и ряде зарубежных научных центров. Коллегам по исследованиям будет небезынтересно познакомиться с результатами многолетних работ сотрудников Института земной коры по проблемам разломообразования в литосфере и инструментальной базой физического моделирования. Главные этапы этих исследований и основные научные достижения изложены в первой статье предлагаемого сборника. Она же отражает достижения лаборатории тектонофизики Института земной коры, 30-летний юбилей которой отмечается в текущем году.

Публикуемые в двухтомнике результаты исследований частично финансируются Программой Президиума РАН 16.8, Программами ОНЗ РАН 6 и 7, Комплексным интеграционным проектом СО РАН № 61, РФФИ (грант 07-05-00251).

Материалы публикуются на русском и английском языках по авторским текстам, которые в необходимых случаях подверглись научному и литературному редактированию.

Е.В. Скляров, С.И. Шерман

СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ЛОКАЛИЗАЦИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТИ

Е.И. Алешина¹, Б.М. Седов² ¹ Магаданский филиал ГС РАН, Магадан, Россия ² Северо-Восточный филиал КНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ СЕЙСМИЧНОСТИ СЕВЕРО-ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Вдоль северного побережья Охотского моря с запада до п-ова Камчатка располагается зона высокой сейсмичности. Сведения о землетрясениях этого региона были даны еще в первом каталоге землетрясений Российской Империи [1]. За последние 50 лет здесь зарегистрировано несколько сотен событий. Примерно для 200 из них определены основные параметры, включая положение эпицентров. До начала 90-х годов XX века их природа оставалась неясной, поскольку данные о тектонике, несмотря на значительные объемы морской сейсморазведки, выполненной для нефтепоисковых работ, касались лишь структур осадочного чехла, т.е. пликативных нарушений. Экстраполяция тектонических структур и закономерностей строения сейсмического пояса Черского, протягивающегося от хребта Гаккеля на шельф Охотского моря, исключалась по ряду причин. Во-первых, все тектонические нарушения пояса, имеющие северо-западное простирание, прослеживались лишь до северной границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), «ныряли» под его толщи. Во-вторых, вдоль всего северного побережья на суше протягивается субмеридиональный Челомжа-Ямский разлом, который «срезает» структуры пояса Черского. Вблизи побережья разломы в толще ОЧВП имеют субширотное простирание; это и позволяет предполагать, что на прилегающем шельфе разломы также имеют иные характеристики, чем в поясе Черского.

И последнее, по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) была установлена смена типов земной коры – континентальной на суше на охотоморскую (промежуточную) на шельфе Охотского моря [2]. Изменение строения земной коры и ее мощности подтверждается и аномалиями поля силы тяжести Δg_{5} , северному шельфу Охотского моря соответствуют положительные значения, а суше – отрицательные.

Использование в морской сейсморазведке метода общей глубинной точки (МОГТ) изменило информативность временных разрезов, полученных на шельфе. Это позволило, используя материалы нефтепоисковых работ по Охотскому морю, исследовать и сейсмотектоническую позицию землетрясений. Для этого, прежде всего, потребовалось найти признаки, характерные для тектонических нарушений. По данным МОГТ акустический фундамент (АФ) представлен породами, «прозрачными» в сейсмическом отношении. Единственные границы, прослеживаемые ниже поверхности АФ, связаны с зонами разломов. На их поверхностях возникают интенсивные дифрагированные волны, которые великолепно прослеживаются на временных разрезах МОГТ. Почти все разломы имеют субвертикальные углы наклона с падением в обратную сторону от приподнятого блока.

Анализ материалов МОГТ показывает, что Северо-Охотоморский шельф представляет прогиб, заполненный осадочной толщей, максимальная мощность которой в наиболее погруженных частях достигает 12–14 км (рисунок). Основанием толщи является поверхность АФ, выделенного на временных разрезах МОГТ. Он прослеживается как граница раздела, ниже которой отсутствуют отражающие горизонты. Это позволяет предполагать, что АФ представлен породами, подвергшимися глубокой термодинамической переработке. АФ в пределах Северо-Охотоморского прогиба разбит многочисленными тектоническими нарушениями на блоки. Большинство из них имеют вытянутую форму, почти всегда ограниченную прямолинейными поверхностями. Верхние границы приподнятых блоков чаще всего субгоризонтальны. В широтном направлении Северо-Охотоморский прогиб протягивается на 850–900 км.

Прогиб заполнен рыхлыми осадочными отложениями, которые разделены на несколько структурных этажей. В целом их дислоцированность увеличивается от морского дна вниз к поверхности АФ. В пределах структурных этажей, при преобладании субгоризонтального залегания отра-

жающих горизонтов, при приближении к выступам фундамента они либо испытывают пликативные нарушения, без разрыва сплошности, либо претерпевают разрывы. Наименее дислоцированны породы самого верхнего структурного этажа. Его поверхность (морское дно) представляет достаточно ровную плоскость, наклоненную с севера (от берега) на юг. Исключение представляет глубокая впадина морского дна ТИНРО, находящаяся западнее п-ова Камчатка. Она протягивается субпараллельно западному берегу.



Структурно-тектоническая схема поверхности акустического фундамента Северо-Охотоморского прогиба (данные треста «Дальнефтегеофизика» [3] с изменениями).

Поднятия (выступы) фундамента: *1* – перекрытые осадочными породами; *2* – с осадками малой мощности или при их отсутствии; *3* – прогибы (впадины) фундамента (изоглубины указаны в км); *4* – погребенные конседиментацидные сбросы, сбросо-сдвиги раннепалеогеновой (рифтовой) фазы заложения; *5* – сквозные сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги раннепалеогеновой фазы заложения, активизированные в позднем миоцене, плиоцене; *6* – постседиментационные сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги позднемиоцен-плиоценовой фазы; *7* – положение скважины, ее номер и название; *8* – прогибы (впадины) фундамента; *9* – поднятия (выступы) фундамента; *10* – зона отсутствия отражений; *11* – положение эпицентра землетрясений.

Для понимания природы современной сейсмичности Северо-Охотоморского шельфа наиболее интересны тектонические нарушения, захватывающие отложения самого молодого (верхнего) структурного этажа. К этим структурам, которые считаются активными, относятся разломы, ограничивающие приподнятые блоки АФ. Они имеют преимущественно субширотное простирание. Падение поверхности сместителей, как и других разломов, близко к вертикальному; угол падения всегда направлен в сторону опущенного блока фундамента. Горизонтальная протяженность разломов на примагаданском шельфе не превышает 55-60 км. Разломы в осадочной толще, как правило, состоят из нескольких субпараллельных поверхностей, трассируемых нарушением сплошности отражающих границ. Почти все разломы имеют только горизонтальную составляющую смещения. Это, в частности, объясняет отсутствие уступов морского дна и следов цунами на Магаданском побережье [4]. Реже разломы представлены перетертыми породами (милонитами), находящимися между двумя такими плоскостями. Такая зона шириной 20–40, выделяемая на временных разрезах МОГТ, протягивается в меридиональном направлении от о. Сахалин до п. Охотск. Эта зона, несмотря на то, что по ней происходят правосторонние сдвиги, асейсмична. Отсутствие, по крайней мере, зарегистрированных землетрясений объясняется тем, что в этой зоне милонитизированы не только осадочные отложения, но и породы фундамента. В результате их малой прочности разрядка напряжений происходит в виде крипа, без упругой отдачи энергии.

На Примагаданском и Западно-Камчатском шельфе эпицентры землетрясений приурочены преимущественно к ограничениям поднятых блоков, в том числе и к островам. В частности, они сконцентрированы около островов Спафарьева и Завьялова. Значительное количество эпицентров приходится на зону, расположенную между полуостровами Пьягина (на западе) и пос. Палана (на Камчатке). Большинство выступов, к которым приурочены эпицентры, практически лишены осадочного покрова, либо его мощность не превышает нескольких сотен метров. По дефрагированным волнам разломы проникают до глубины 15–16 км. Дальнейшее их прослеживание ограничивается длительностью времени сейсмограмм. Реальная глубина их проникновения, вероятно, ограничивается поверхностью Мохоровичича.

Литература

- 1. Мушкетов Б.М., Орлов С.В. Каталог землетрясений Российской Империи. СПБ, 1893. 182 с.
- 2. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 350 с.
- 3. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
- Лебединцев А.И., Седов Б.М. Археологические памятники в оценке цунами на северном побережье Охотского моря // Наука северо-востока России – начало века: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти академика К.В. Симакова и в честь его 75-летия (г. Магадан, 26–28 апреля 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 568–569.

В.А. Бормотов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Фундаментальные исследования по прогнозу сильных землетрясений предусматривают изучение связей активизации сейсмичности с современной геодинамикой. Уверенность в том, что достигнутый уровень сейсмологических и геодезических наблюдений позволит это понять, обосновывается результатами, которые были получены при исследованиях Института тектоники и геофизики ДВО РАН в области, охватывающей территорию от северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны до Японских островов (сектор с координатами 29-58°N и 108-150°E). На данной территории наиболее существенное влияние на современные геодинамические процессы оказывает взаимодействие литосферных плит: Евроазиатской, Тихоокеанской и Филиппиноморской. Это взаимодействие внесло свой вклад в формирование зон растяжения, которые выражены кайнозойскими рифтовыми системами и орогенами, занимающими межрифтовые пространства. Проявления на территории исследований кайнозойского магматизма позволяют предполагать наличие сложной геодинамической системы, имеющей и глобальную составляющую, связанную с движением плит, и региональные составляющие, связанные с региональными мантийными энергетическим центрами. На континентальной окраине исследуемой территории проявлены сдвиговые системы разрывных нарушений северо-восточного простирания, которые согласуются с общей конфигурацией восточной границы Евроазиатской плиты. Для исследуемой области этой плиты характерно юго-восточное направление движения континентальных блоков литосферы, с вращением по часовой стрелке. Общее движение направлено к Японским островам и зонам субдукции, прилегающим к островам со стороны Тихого океана и Филиппинского моря. Эти движения подтверждаются GPS-наблюдениями и тектоническим анализом земного рельефа. Движение Тихоокеанской и Филиппиноморской плит имеет встречное направление по отношению к Евроазиатской. Глобальные встречные движения плит вызывают деформации и сокращения земной коры не только на Японских островах, но и на Сахалине. Это находит свое выражение и в очень высоком уровне сейсмоактивности в зоне взаимодействия плит.

Если выполнить пространственно-временной анализ сейсмоактивности по различным направлениям (проецированием эпицентров на плоскость в координатах расстояние – время), то при расположении центра вращения на Японских островах можно увидеть, что при северо-северозападном направлении наблюдается линейная упорядоченность эпицентров землетрясений с интервалом повторяемости в несколько лет. Это указывает на миграцию сейсмической активности от Японии в северо-западном направлении – навстречу современным движениям континентальных литосферных блоков. Проявление миграции от центра вращения в сторону Тихого океана позволяет говорить о том, что источник, возбуждающий процесс миграции сейсмоактивности, находится в районе Японских островов. При этом наблюдается согласованность миграции глубокофокусных и мелкофокусных землетрясений. То есть встречные движения литосферных плит вызывают изменения напряжений и деформаций литосферы в районе Японских островов. Эти изменения, возможно, генерируют деформационные волны, распространяющиеся во внутренние области взаимодействующих плит. Пространственно-временной анализ развития сейсмоактивности в пределах Японских островов в координатах глубина-время показывает, что активизация зарождается в низах литосферы, а затем распространяется в кору и в мантию. При этом наблюдается изменение глубины залегания мантийного сейсмоактивного слоя амплитудой до 50 км на глубине 400 км. Это может объясняться как изменениями глубины зоны (при изменениях напряжений), в которой могут реализовываться разрывы, генерирующие сейсмические волны, так и неучетом изменений скоростных характеристик сред при вычислениях глубин очагов.

Распространение волн сейсмической активизации (спровоцированных деформационными волнами) можно увидеть при последовательном сравнении серии карт эпицентров землетрясений, построенных за относительно короткие интервалы времени, например за 1–2 года. Эпицентры мигрируют по зонам разломов в северо-западном направлении, последовательно активизируя сейсмоактивные структуры, имеющие различные простирания. Скорость распространения деформационных волн наиболее корректно оценивается по кумулятивным графикам землетрясений в определенных диапазонах магнитуд. Сравнивая уровень сейсмоактивности Японских островов и Байкальского рифта, легко увидеть временные сдвиги активизации в мантии под островами и в земной коре Байкальского рифта относительно времени активизации в литосфере Японских островов. Скорость миграции сейсмической активности в вертикальном направлении оценивается приблизительно в 200 км/год, в горизонтальном направлении – около 800 км/год.

Таким образом, временной интервал, за который волна сейсмической активизации пробегает от Японских островов до северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, составляет около 3 лет. Как показывают результаты наблюдений за 1994–2007 гг., за период в 10 и более лет в наблюденном поле эпицентров прорисовываются основные контуры сейсмических районов. Таким образом, если анализ карты эпицентров за большие интервалы времени позволяет проводить изучение сейсмотектоники и сейсмическое районирование, то проявления сейсмогеодинамики становятся видны при анализе пространственно-временных изменений сейсмоактивности за годовые интервалы времени.

Для сейсмоактивных районов пробегающая волна является источником дополнительной тектонической нагрузки, которая способствует реализации подготовленных внутри районов структурных преобразований, часть из которых генерируют сейсмические волны. Это наблюдалось в 2007 г. в зоне разломов системы Танлу северо-восточного простирания. В течение полугода там происходила активизация сейсмичности в диапазоне от самых низких магнитуд и до М=3. Миграция землетрясений внутри сейсмоактивной зоны не согласовывалась с направлением распространения деформационной волны, а подчинялась структурному плану региональной зоны и ее локальных тектонических структур.

Если микроземлетрясения позволяют судить о разрядке напряжений в верхней части коры, то изменения напряжений на больших глубинах можно наблюдать, используя волны, возбуждаемые продольной волной от удаленных землетрясений. При этом изменения напряженнодеформированного состояния приводят к изменениям скоростных и динамических характеристик глубинных сейсмических границ. Сейсмологические наблюдения, выполненные в 1996–1997 гг. в районе Хабаровска, позволили увидеть согласованность вариаций активности микроземлетрясений с вариациями «кажущихся» изменений глубин отражающих границ на глубине 25–50 км амплитудой до 2 км. Длительность повышенной активности была около полугода.

Намеченная, по данным сейсмологических наблюдений, связь сейсмической активизации с вариациями напряжений и деформаций в литосфере и в мантии ставит задачу выявления распространяющихся вариаций движений земной поверхности. Эти вариации, возможно обусловленные прохождением деформационной волны, отмечались при наблюдениях в Хабаровске в 2007 г. Они синхронно регистрировались двумя GPS-приемниками, разнесенными на 5 км. Начало процесса изменения горизонтальных скоростей и вертикальных колебаний соответствовало началу региональной сейсмической активизации, продолжающейся не менее полугода в пределах Среднеамурского рифта и переместившейся затем на северо-запад.

Полученные данные позволяют утверждать, что выбранная территория исследований является оптимальным объектом для изучения сейсмогеодинамического процесса. Накопленный опыт изучения связей сейсмичности с изменениями напряженно-деформированного состояния литосферы и влияния на сейсмическую активизацию возможных деформационных волн позволяет сформулировать методические требования к этим исследованиям:

1. Система наблюдений должна охватывать несколько сейсмоактивных районов, расположенных в области единого сейсмогеодинамического режима, а наблюдения должны продолжаться не менее 5 лет. 2. Сейсмологические наблюдения должны включать методы, позволяющие решать задачи не только гипоцентрии, но и прослеживания изменения напряженно-деформированного состояния в низах земной коры и в мантии.

3. GPS-наблюдения должны проводиться в непрерывном режиме.

4. Полученные данные должны подвергаться пространственно-временному анализу с целью выделения в сейсмогеодинамическом процессе глобальной, региональной и локальной составляющих.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 16 «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы» (проект ДВО РАН 09-I-П16-10).

В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

КОНЦЕПЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН ЗЕМЛИ: СОРОК ЛЕТ СПУСТЯ

Начало формирования концепции деформационных (тектонических) волн Земли относится к 1969 г., когда В. Эльзассер [1] ввел представление о волновом механизме передачи напряжений вдоль контакта литосфера – астеносфера и предложил диффузионное уравнение для локальных напряжений в упругой литосфере. Позднее на этой основе были предприняты попытки объяснить миграцию сильных землетрясений вдоль трансформных разломов [2, 3] и в зоне субдукции [4].

Сорок лет в научной литературе обсуждается вопрос о медленных волнах деформации, которые имеют определенное теоретическое обоснование и косвенно выявляются в геофизических полях, но прямые доказательства существования этих волн пока очень немногочисленны. Медленные волны деформаций характеризуются сверхмалыми скоростями распространения V ~ n×10 км/год, сверхнизкими частотами $f \sim n \times 10^{-7}$ Гц и большой длиной $\lambda \sim n \times 10$ км (n = 1, 2, 3...) [5]. Эти особенности чрезвычайно затрудняют прямые инструментальные наблюдения эффектов распространения волн деформаций. Но именно эти волны ответственны за медленное перераспределение напряжений в литосфере.

Трудность обнаружения деформационных волн Земли состоит не только в отсутствии специального типа детекторов или эффективных схем их расположения, которые могли бы надежно регистрировать эти волны, но, прежде всего, в неоднозначности интерпретации наблюдаемых величин и в отсутствии адекватной теории, которая давала бы возможность точно определить параметры этих волн и наиболее вероятное место их регистрации.

Поиск причин возникновения и распространения деформационных волн Земли привел к построению моделей, которые позволили, по крайней мере, объяснить сверхнизкие скорости и сверхдлинные периоды волн деформаций и указать возможные источники их возбуждения, наметить механизмы, порождающие миграцию землетрясений [6].

Разработанные теоретические модели деформационных волн Земли можно условно разделить на три основные типа: 1) модели слоистые (литосфера – астеносфера); 2) модели вязкоупругие (разломы с вязкой прослойкой между бортами); 3) модели, включающие изгиб жесткой литосферной плиты. Модели учитывают различные по своей физической природе механизмы генерирования и распространения деформационных волн: неравномерность относительного перемещения микроплит и блоков в разломных зонах земной коры, зонах коллизии и субдукции литосферных плит; смещение литосферы относительно астеносферы; неравномерность вращения Земли; автоволновой механизм; мантийную конвекцию; вращение блоков и микроплит.

Новые сейсмологические, геодезические и геофизические данные стимулируют разработку моделей деформационных волн Земли, необходимых для определения: а) оптимальных условий их наблюдения; б) основных физических механизмов, вызывающих миграцию сейсмичности и сигналы различного происхождения, сопровождающие волны деформации.

Применение современных средств наблюдений (спутниковая геодезия, широкополосная сейсмология) значительно расширило возможности для решения проблемы детектирования медленных волн деформации на разных масштабных уровнях, выяснения механизмов перераспределения и передачи тектонических напряжений на границах блоков и литосферных плит, обнаружения различных признаков и доказательств реальности деформационных волн Земли.

По-видимому, одним из таких признаков или проявлений может служить периодически возникающее асейсмическое медленное скольжение по разлому и сопровождающий его сейсмический тремор (*episodic tremor and slow slip* – ETS), впервые обнаруженные в зоне субдукции Каскадии в 2003 г. [7]. Медленное скольжение и тремор наблюдались в нескольких тихоокеанских зонах субдукции, в разломе Сан-Андреас и в других природных системах (оползни и ледники) [8]. Корреляция колебаний грунта и фиксируемых деформаций показывает, что ETS является неотъемлемой частью процесса субдукции.

ЕТЅ возникают с замечательной регулярностью во времени, и в различных зонах субдукции этот интервал составляет величину порядка 3–18 месяцев: Каскадия – (10,9 ±1,2; 14,5 ±1,0), Мексика – (12,0±0,3), Япония – (3–6) месяцев [8]. Период повторяемости ЕТЅ в зоне субдукции о-ва Ванкувер за последние 25 лет равен 14 месяцам [9]. Медленное скольжение возникает вместе с тремором и мигрирует в течение нескольких дней или недель вдоль разлома по простиранию погружающейся плиты. Миграция тремора происходит со скоростью, изменяющейся от 5 до 16 км/сут и в среднем составляет 10 км/сут [10].

Многие исследователи полагают, что механизм генерирования ETS связан с движением флюидов на глубине [10] и соответствует, по сути, неустойчивому скольжению (stick-slip). Однако остается неясным, какие реальные процессы или силы могут приводить к регулярной дегидратации материалов субдуцируемой плиты. Что контролирует скорость миграции тремора и почему в различных зонах субдукции, удаленных друг от друга на многие тысячи километров, скорости миграции практически одинаковы, а интервал повторяемости существенно различный?

Можно ожидать, что ответы на эти вопросы и построение адекватного механизма миграции тремора и медленного скольжения связаны, прежде всего, с установлением причин периодичности их возникновения и миграции ETS со скоростью порядка 10 км/сут.

Начальный этап исследований может заключаться в поиске аналогий между ETS, наблюдениями и моделями деформационных процессов.

Асейсмическое быстрое распространение крипа со скоростью порядка 1–10 км/сут вдоль тектонических разломов зафиксировано в Центральной Калифорнии достаточно давно [11]. Обнаружена также миграция аномалий геофизических полей (радоновые, электрокинетические, гидрогеодинамические сигналы) вдоль разломов со скоростью 10–40 км/сут [12].

Известно несколько математических моделей [3, 13, 14], которые приводят к распространению возмущений (деформационных волн) вдоль разломов земной коры и литосферы со скоростью порядка 10 км/сут, что также соответствует скорости миграции ETS и тремора.

Является ли это совпадение по скоростям случайным или же есть некий общий механизм генерирования возмущений и формирования геосредой деформационных сигналов ETS именно с такой скоростью?

Неустойчивое скольжение на границе блоков обладает признаками автоколебаний: колебания являются внутренним свойством системы; ритм движения контролируется самой системой, а не источником энергии; внешнее воздействие – постоянная нагрузка – не является колебательным [15]. Выявленные аналогии между ETS и неустойчивым скольжением допускают предположение об автоволновом характере деформационного процесса, наблюдаемым проявлением и признаком которого являются тремор и медленное скольжение, развивающиеся на границе блоков (плит). Медленное скольжение, так же, как и динамическая подвижка в экспериментах stick-slip, может быть обусловлено генерированием и прохождением деформационных волн, вызывающих периодическое повышение напряжений на контакте плит в зонах субдукции. ETS крайне сложно объяснить какими-либо другими причинами или процессами, кроме волнообразных изменений полей деформаций.

Кратковременное медленное скольжение и сопровождающий его тремор могут служить новым доказательством реальности деформационных волн Земли.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 16 "Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы" (проект ДВО РАН 09-І-П16-10).

Литература

- 1. Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the upper mantle // The application of modern physics to the Earth and Planetary Interiors / Editor S.K. Runcorn N.Y.: Willey, 1969. P. 223–246.
- 2. Bott M.H.P., Dean D.S. Stress diffusion from plate boundaries // Nature. 1973. V. 243. P. 339–341.
- 3. Ida Y. Slow-moving deformation pulses along tectonic faults // Phys. Earth Planet. Inter. 1974. V. 9. P. 328-337.
- 4. Anderson D.L. Accelerated plate tectonics // Science. 1975. V.187. P.1077-1079.

- 5. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 40–55.
- 6. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
- Rogers G., Dragert H. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip // Science. 2003. V. 300. P. 1942–1943.
- Schwartz S.Y., Rokosky J.M. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones // Rev. Geophys. 2007. V. 45, N 3. RG3004.
- Rogers G.C., Dragert H. 25 years of episodic tremor and slip on southern Vancouver island going back in time // Abstract for "Aseismic slip, non-volcanic tremor, and earthquakes" Workshop (Dunsmuir Lodge, Sidney, British Columbia – Feb. 25-28, 2008.
- 10. Obara K. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan // Science. 2002. V. 296. P. 1679–1681.
- 11. Nason R., Weertman J. A dislocation theory analysis of fault creep events // J. Geophys. Res. 1973. V. 78, N 32. P. 7745–7751.
- 12. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
- 13. Николаевский В.Н. Упруго-вязкие модели тектонических и сейсмических волн в литосфере // Физика Земли. 2008. № 6. С. 92–96.
- 14. Быков В.Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190 с.
- Bykov V.G. Stick-slip and strain waves in the physics of earthquake rupture: experiments and models // Acta Geophysica. 2008. V. 56, N 2. P. 270–285.

А.В. Викулин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ВОЛНОВАЯ РОТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА: СЕЙСМИЧЕСКИЙ, ВУЛКАНИЧЕСКИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕССЫ

В 1950–1960 гг. А.В. Пейве устанавливается блоковый характер геологической среды, каждый блок которой обладает «самостоятельной движущей силой, связанной с вращением Земли» [10]. В это же время Ю.В. Ризниченко с сотрудниками начинают разрабатывать первые модели сейсмического режима, целями которых являлось описание пространственно-временных и энергетических особенностей совокупностей землетрясений [11]. В конце 70-х годов прошлого века, независимо от А.В. Пейве, М.А. Садовским устанавливается блоковый характер геофизической среды [13]. В начале 70-х годов прошлого века Л.И. Седов обращает внимание на важность механических задач с собственным моментом количества движения макроскопических по размерам объемов вещества [14]. В 1980–1990 гг. разрабатываются механические блоковые модели геофизической [13] и геологической [8] среды, включая и модели с поворачивающимися блоками [9]. В начале 2000 г. обобщаются и формируются важные выводы о волновых тектонических движениях [1]. В.Е. Хаиным обращается внимание на исключительную важность для понимания геодинамических движений вращения планеты вокруг собственной оси [16]. Стало ясно, для объединения всех этих данных и представлений «под одной крышей» необходимо разработать новые подходы [2–7, 12].

Взаимодействие землетрясений. Такие закономерности сейсмичности, как, например, график повторяемости землетрясений и удаленные афтершоки и форшоки, с очевидностью указывают на существование взаимодействия между очагами землетрясений. Статистическим анализом каталогов землетрясений на региональном и глобальном уровнях подтверждено, что землетрясения и их очаги действительно взаимодействуют между собой. Установлено два типа взаимодействия. Первый тип выражается непересечением очагов сильнейших землетрясений (сейсмических брешей первого типа) в течение сейсмического цикла [15], что соответствует их «отталкиванию» друг от друга. Второй тип соответствует взаимному «притяжению» сейсмических брешей второго типа (сейсмических дыр, зон молчания, зон затишья и др.) и их «втягиванию» внутрь очага сильнейшего землетрясения.

Миграция землетрясений. Анализ всех опубликованных и полученных А.В. Викулиным с сотрудниками данных о скоростях миграции землетрясений в пределах тихоокеанской окраины показывает следующее [3–5]. На плоскости с осями магнитуда землетрясения M ($1 \le M \le 9,5$) – логарифм скорости миграции LgV (10^{-3} см/с $\le V \le 4 \cdot 10^3$ м/с) все данные отчетливо разбиваются на два поля точек, каждому из которых в их предельных проявлениях может быть поставлен в соответствие один из обозначенных выше типов взаимодействия. Одно поле точек связывает магнитуды землетрясений M_1 ($2 \le M_1 \le 9,5$) с их скоростями миграции V_1 ($10^{-3} \le V_1 \le 1-10 \text{ см/c}$) вдоль всей окраины Тихого океана – глобальная миграция $M_1 = 2LgV_1$, $V_{1,max} = 1-10 \text{ см/c}$ при $M_{1,max} \ge 8,5-9,0$. Второе поле связывает магнитуды афтершоков и форшоков ($1 \le M_2 \le 8,3$) с их скоростями миграции ($1 \text{ см/c} \le V_2 \le 4 \text{ км/c}$) в пределах очагов сильнейших землетрясений – очаговая, локальная миграция $M_2 \approx LgV_2$, $V_{2,max} \approx V_S \approx 4 \text{ км/c}$, при $M_{2,max} = 8,0-8,5$, V_S – скорость поперечных сейсмических волн. При соотношении между магнитудой землетрясения M, размером его очага L [11] и сброшенной упругой энергией E (соотношение Гутенберга-Рихтера) полученные равенства могут быть переписаны:

$$LgL_1 \approx 0.8 \cdot LgV_1, \quad E_1 \approx V_1^{3,6} \approx V_1^4,$$
 (1)

$$LgL_2 \approx 0, 4 \cdot LgV_2, E_2 \approx V_2^{1,8} \approx V_2^2.$$
 (2)

Энергия тектонического процесса. Энергия тектонического процесса, очевидно, определяется массами или размерами L плит и скоростями V их движения. Из самых общих соображений следует, что существование зависимости L(V) является принципиальным моментом, по сути, определяющим физику механизма перемещения тектонических плит вдоль поверхности Земли. В такой плоскости вопрос об энергии тектонического процесса был поставлен в работе [6]. Анализ полученных и собранных Т.Ю. Тверитиновой данных о размерах плит и скоростях их движения вдоль границ за последние 150 млн лет позволил установить следующие две зависимости:

$$LgL_1[\kappa M] \approx (0,7 \pm 0,3) \cdot LgV_1[MM/год], E_1 \approx V_1^{4+5}$$
, за 20(5–33) млн лет, (3)

$$LgL_2[\kappa M] \approx (0,4 \pm 0,1) \cdot LgV_2[MM/год], E_2 \approx V_{21}^{2+3}$$
, за 150 млн лет. (4)

Видим, что движение совокупности тектонических плит происходит по законам (3) и (4), близким соответственно (1) и (2), которые, по сути, определяют движение совокупностей блоков земной коры.

Таким образом, сейсмический, вулканический и тектонический процессы, как видим, являются отражением в разных полях планетарного геодинамического волнового процесса, представленного самосогласованным движением единой совокупности блоков и плит. К такому выводу с несколько другой стороны пришли и авторы работы [16]. Большое количество геологических и геофизических данных показывает, что блоки и плиты вращаются [5, 7, 12].

Геодинамические ротационные упругие волны. Совместить все обозначенные выше свойства сильно нелинейной геофизической среды (блоковая, вращающаяся) и геодинамического процесса (блоки движутся по волновым законам (1)-(2) и/или (3)-(4)) в рамках одной механической модели не просто. Все модели такого рода должны давать ответ на вопрос: за счет каких источников вращаются блоки? Использование стандартного подхода (блоки наряду с поступательными степенями свободы в результате их взаимодействия между собой имеют и вращательные степени свободы (см., например, [8])) приводит к модели среды в виде континуума Косера и, как следствие, к соответствующим таким вращательным степеням свободы упругим скоростям. Такие вращательные скорости до настоящего времени в линейных гуковых средах экспериментально не обнаружены: и для «обычного» твердого тела, и для земной коры и мантии известны только продольные и поперечные скорости.

Ситуация в корне меняется в случае предлагаемой автором блоковой модели среды в духе Пейве – Седова – Садовского, в которой блоки (и плиты) имеют собственный момент [3–5]. В этом случае в рамках закона Гука оказывается возможным поставить и аналитически решить задачу о поле упругих напряжений, создающихся вокруг поворачивающегося блока. Аналитическое решение задачи о поле напряжений в модели двух блоков позволяет определить упругие поля их взаимодействия, которые вследствие вращения Земли оказываются *дальнодействующими*. Феноменологическое решение задачи о поле напряжений, создающегося вокруг имитирующей сейсмический пояс цепочки блоков, позволяет получить решения в виде уравнений (1) и (2), которые определяют теоретическую предельную скорость c_0 , оказавшуюся равной экспериментальной скорости $V_{1,max}$:

$$c_0^2 \approx \Omega R_0 \sqrt{G/\rho} \approx V_R V_S = V_{1,\max} \approx 1 - 10 \ c_M/c.$$
⁽⁵⁾

Равенство теоретической скорости экспериментальной (5), фактически, позволяет c_0 определить как характерную скорость геодинамического процесса. Здесь $V_S = \sqrt{G/\rho}$ – поперечная скорость сейсмических волн, G – модуль сдвига среды, ρ – ее плотность, $V_R = \Omega R_0$ – центробежная скорость, Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси, R_0 – характерный размер блока (плиты).

Таким образом, в рамках описанной модели мы приходим к выводу о существовании во вращающихся геофизических и геологических (блоковых) средах нового типа упругих ротационных волн, которые имеют циркулярную поляризацию [3–5, 17].

Литература

- 1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепции, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
- Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 4. С. 821–824.
- 3. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
- Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. 463 с.
- 5. Викулин А.В. Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2008. 230 с.
- 6. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // ДАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372–374.
- 7. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2004. 297 с.
- Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях тектогенеза // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
- 9. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
- 10. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
- 11. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
- 12. Ротационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: ДомКнига, 2007. 528 с.
- 13. Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
- 14. Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с.
- 15. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
- 16. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- 17. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115–122.

Б.Н.¹ Гаипов, С.Ф. Изюмов¹, Ю.О. Кузьмин² ¹НИИ сейсмологии, Ашхабад, Туркменистан ² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В КОПЕТДАГСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ

Мониторинг современных геодинамических процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе осуществляется с середины XX века. Своим началом он обязан катастрофическому Ашхабадскому землетрясению 1948 г. После этого землетрясения было принято решение о создании Ашхабадского геодинамического полигона.

Первоначально полигон создавался исключительно для оценки сейсмической опасности (прогноза землетрясений). Затем его задачи расширились и, наряду с прогнозной тематикой, стали проводиться активные исследования соотношения современных региональных и локальных геодинамических процессов в зонах разломов методами повторных, высокоточных, геодезических и геофизических наблюдений [1, 2].

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

Локальные исследования проводились в пределах активных разломов и, в первую очередь, в зоне Передового разлома Копетдага. Нивелирные и светодальномерные наблюдения проводились на специально организованных тестовых деформационных площадках. Длины нивелирных профилей и светодальномерных линий варьировались в пределах 1–10 км. Частота опроса в среднем составляет от 1 до 2 раз в месяц. Общая длительность наблюдений на отдельных приразломных участках составляет 40–45 лет.

Ниже рассмотрены результаты многолетних нивелирных и светодальномерных наблюдений на специально организованной деформационной площадке, расположенной в Ашхабадском районе, в пределах Передового разлома Копетдага (Главного Копетдагского надвига). Основной целью явилось установление региональных закономерностей современной геокинематики в зоне динамического взаимодействия Туранской и Иранской плит.

Схема организации тестовой деформационной площадки «Гаудан» представляет собой нивелирный профиль, состоящий из двух секций, одна из которых (секция 1) расположена в бортовой части, а другая (секция 2) – непосредственно в зоне разлома. Измерение горизонтальной компоненты современных смещений земной поверхности осуществлялось в форме «веерного» построения светодальномерных линий, часть из которых пересекает разломную зону, а другие находятся в бортовой (блоковой) части площадки.

Нивелирные наблюдения проводились в полном соответствии с методикой I класса. Частота опроса в основном составляла один раз в месяц. Максимальная детальность светодальномерных наблюдений в отдельные годы достигала двух раз в сутки. Измерения проводились квазисинхронно, с одного базового пункта на отражатели, замыкающие линии. На рисунке показаны результаты нивелирных наблюдений за период с января 1965 г. по февраль 2007 г. С учетом, того, что бортовая секция имеет длину порядка 4 км, приразломная – 0,8 км, для удобства сопоставительного анализа данные превышений вертикальных отметок реперов переведены в угловую меру, путем деления вертикальных превышений на длину нивелирных секций.



Временной ход вертикальных смещений земной поверхности: секция 1 – «бортовая» (l=4 км); секция 2 – «приразломная» (l=0,6 км).

По существу, данная система измерений представляет собой два, расположенных друг за другом, длиннобазисных наклономера. Из графика следует практически полное отсутствие трендовых изменений в бортовой (блоковой) части профиля. В то же время локальная компонента движений в пределах собственно разломной зоны испытывает существенные знакопеременные и/или пульсационные флуктуации со своей временной структурой поведения. Видно, что на фоне отсутствия тренда возникают знакопеременные вариации движений, которые достигают скоростей порядка 10⁻⁷ в год для бортовой части и 5·10⁻⁵ в год для зоны разлома.

Как известно, геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии (сближения) этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Результаты региональных геодинамических исследований указывают на сближение Туранской и Иранской плит, которое по результатам спутниковых наблюдений, проведенных на разнесенных друг от друга (более 500 км) пунктах GPS-наблюдений, составляет порядка 30 мм в год [4]. Естественно, что подобная кинематика плит должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту (с юга на север) вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а также к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома.

Исходя из приведенной региональной геокинематической характеристики движений, на «бортовой» нивелирной секции должен иметь место систематический наклон земной поверхности на север. На «разломной» секции этот наклон должен происходить синфазно, но с гораздо большей амплитудой. Однако, как явствует из рисунка, этого не происходит. Иными словами, в рассматриваемый промежуток времени (более 40 лет) значимых (на уровне относительных деформаций порядка 10⁻⁷) вариаций регионального поля напряжений во времени не происходило.

Аналогичная картина складывается и при анализе результатов режимных светодальномерных наблюдений, которые получены в период с 1977 по 2008 год. Анализ временного хода горизонтальных смещений земной поверхности показывает, что вновь имеет место полное отсутствие систематического тренда.

Особенно интересны результаты измерений вдоль линии, пересекающей разломную зону. Согласно изложенной выше региональной геокинематической схеме, данная линия должна испытывать систематическое удлинение со среднегодовой скоростью порядка первых сантиметров в год, в соответствии с правосторонним сдвигом в зоне Передового разлома Копетдага. Поскольку этого не происходит, то очевидно, что региональные напряжения остаются неизменными за указанный промежуток времени на уровне относительных деформаций порядка 2–3·10⁻⁶, что соответствует точностным возможностям данного метода измерений. Примечательно, что вариации горизонтальных смещений земной поверхности имеют примерно одинаковую амплитуду, как вдоль линии, пересекающей разлом, так и вдоль линии, расположенной в блоковой части. Это означает, что деформационные процессы в зоне разлома носят крайне локальный характер, что подтверждается результатами измерения вертикальных смещений земной поверхности.

В работе [3] приведен детальный анализ природы формирования процессов в зонах разломов, базирующийся на эффекте параметрического возбуждения деформационных процессов.

Литература

- 1. Авагимов А.А., Аширов Т.А., Гаипов Б.Н., Кузьмин Ю.О. и др. Результаты и перспективы развития комплексных исследований по геодинамике и прогнозу землетрясений в Туркменистане // Сейсмологический бюл. Туркменистана. 1993. № 1. С. 23–33.
- 2. Гаипов Б.Н., Кузьмин Ю.О. Исследование динамики разломных зон методом гравиметрического мониторинга // Известия АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1990. № 1. С. 100–102.
- 3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений. 1989. № 11, Москва–Душанбе: Дониш. С. 52–60.
- Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли // Физика твердого тела. 2005. Т. 47, вып. 6. С. 1009–1014.

В.И. Герман^{1, 2}

¹ Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия

² Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева (Сиб-ГАУ), Красноярск, Россия

ЕДИНАЯ ТЕОРИЯ ПОДОБИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ВРЕМЕННЫХ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В СЕЙСМОЛОГИИ

Идея самоподобия процесса в горной породе/земной коре позволяет формулировать универсальную теорию масштабирования с базовым утверждением: сейсмичность в одном энергетическомпространственном-временном интервале (ЭПВИ) – масштабная версия сейсмичности в другом ЭПВИ. Это подобие не абсолютное, но статистическое: функция распределения характеристики, рассматриваемой в фиксированном ЭПВИ, – масштабная (сжатая или растянутая по оси ординат) версия базовой функции распределения. Теоретический анализ базового утверждения показал, что среднее значение характеристики может использоваться как масштабный параметр его распределения.

Две характеристики использовались, чтобы проверить теорию на реальных данных: первая – времена ожидания землетрясений ΔT , вторая – новая характеристика ΔD_{\min} (минимальное расстояние от текущего сейсмического явления до самого близкого соседа в ЭПВИ). Распределения характеристик ΔT и ΔD_{\min} позволяют оценивать временной интервал до следующего землетрясения и расстояния нового сейсмического события от зарегистрированных ранее событий. Поэтому эти характеристики очень важны для оценки сейсмической опасности.

Описываемая теория была апробирована с применением критерия Смирнова на примере сейсмичности четырех различных сейсмоактивных регионов (Южная Калифорния, Токтогул, Камчатка, Камчатка–Курильский регион). В результате было установлено, что значимых отклонений от нее для ΔD_{\min} не наблюдается для всех ЭПВИ; для ΔT – при вариации энергетического интервала. Но тип функции распределения ΔT при вариации временного интервала был устойчив только в 60 % случаев и практически не стабилен при изменении пространственного интервала.

Были предложены некоторые дополнительные методы для проверки возможности масштабирования распределений, основанные на модели ускоренных испытаний. Они подтверждают результаты прямого сравнения масштабируемых распределений характеристик. Эти методы также могут использоваться, чтобы определить величину минимального надежно регистрируемого энергетического класса регистрируемых землетрясений.

Также рассматривается масштабирование смеси функций плотности вероятности на регулярной пространственной сетке. Установлена связь между универсальной теорией масштабирования и другими существующими подходами к масштабированию распределений.

В.А. Голубев Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ, ГЛУБИНЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОСТЫВАЮЩАЯ "ДАЙКА" В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПОД ЦЕНТРАЛЬНЫМ БАЙКАЛОМ

Положение гипоцентров землетрясений ограничено снизу глубинами, на которых исчезают хрупкие свойства земной коры и начинают проявляться ее пластические свойства. Считается, что температура – один из основных факторов, влияющих на глубину этого перехода. В зависимости от вещественного состава, скорости деформаций, величины порового давления и некоторых других параметров в континентальной коре указанный переход происходит на глубинах, где температура достигает 250–450° С [1].

Дельта Селенги и прилегающие к ней участки Байкала – это единственный район Байкальской рифтовой зоны, где к настоящему времени достигнута высокая плотность геотермических наблюдений [2] и, благодаря функционированию сети сейсмических станций Селенгинской системы сейсмопрогнозных наблюдений, получена достоверная информация о глубинах очагов землетрясений [3]. В геофизическом отношении район примечателен еще и тем, что, согласно предыдущим геотермическим разработкам, в верхней части земной коры здесь существует вытянутая вдоль оси озера "большая дайка" – крупная верхнеплиоценовая остывающая интрузия мантийного вещества [4]. Согласно этой и ряду других публикаций, она пронизывает всю кристаллическую часть земной коры – от границы "Мохо" до подошвы осадочных отложений озера, расположенной здесь на глубине 6 км. Ширина интрузии 8–10 км, а ее внедрение произошло 2,7 млн лет назад [4].

На рисунке приведены результаты сопоставления глубин гипоцентров землетрясений и теплового поля в изучаемом районе. В его верхней части даны графики осредненных тепловых потоков в окрестностях трех сейсмических профилей, секущих центральную часть Байкальской впадины вкрест ее простирания. Положение профилей указано на рисунке [3]. В нижней части рисунка представлены соответствующие этим профилям гипоцентры землетрясений, произошедших здесь в период 2001–2005 годы (согласно рис. 9 [3]).

На соответствующих глубинах земной коры вдоль каждого из трех обсуждаемых сейсмических профилей нанесены упомянутые выше изотермы 250 и 450 °С (см. нижнюю часть рисунка). Глубины изотерм были рассчитаны в предположении, что тепловое поле одномерно, стационарно и передача тепла от нижних к верхним слоям земной коры осуществляется посредством "чистой кондукции", то есть без участия конвекции. В расчетах температур использовалась формула, учитывающая изменения теплопроводности (λ) и теплогенерации (А) с глубиной [2]:

$t_i = t_{i-1} + (1/\lambda_i)(q_{i-1} - A_i \Delta z_i/2) \Delta z_i,$

где t_i – температура на подошве i-того слоя; Δz_i , λ_i и A_i – его толщина, теплопроводность и теплогенерация, соответственно; q_{i-1} – тепловой поток через подошву i-1 слоя. Земная кора считалась состоящей из осадочного, гранитного и базальтового слоев. Толщина их принята равной 5, 10 и 25 км, соответственно. Теплопроводность и радиогенное выделение тепла в осадочном слое считались равными 2 Вт/м · К и 0,8·10⁻⁶ Вт/м³, в гранитном – 2,5 Вт/м · К и 1·10⁻⁶ Вт/м³ и в базальтовом – 2,7 Вт/м · К и 0,3·10⁻⁶ Вт/м³, соответственно [2].



Результаты сопоставления геотермических и сейсмических данных на трех пересечениях центральной части Байкальской впадины.

1 – графики изменений осредненных значений тепловых потоков вдоль сейсмических профилей I, II, III; 2 – распределение очагов землетрясений по глубинам [3]; 3 – изотермы; 4 – предполагаемая позднекайнозойская интрузия мантийного вещества [4].

Согласно предполагаемой взаимосвязи геотермического и сейсмического полей, подошва глубин очагов землетрясений под Центральным Байкалом не должна опускаться ниже слоя земной коры с температурами 250–450° С, а изменения ее глубины должны следовать за изменениями теплового потока: нижняя граница очагов должна заглубляться при снижении потока и приподниматься к земной поверхности в районах с более высокими его величинами. Из представленных на рисунке данных следует, что около половины очагов землетрясений в этом районе расположено ниже "предельной" изотермы 450° С.

Из анализа рисунка следует другой весьма важный вывод. Согласно рисунку, при смещении вдоль двух профилей (проф. I и II) в юго-восточном направлении, нижняя граница очагов землетрясений монотонно заглубляется: вдоль профиля I ее глубина увеличивается с 10 до 22 км, а вдоль профиля II – с 13 до 20 км. В пределах профиля III подошва очагов землетрясений располагается на глубине 22 км. Эти характеристики не могут быть случайными, поскольку ошибки в расчете глубин очагов землетрясений в этом районе, согласно методическим разработкам [3], не превышают 4 км.

Как видим, предполагаемая остывающая интрузия (если таковая здесь действительно существует) никак не проявляется в поведении нижней границы сейсмогенерирующего слоя вдоль каждого из трех секущих эту интрузию профилей. Этот вывод важен сам по себе вне связи с представленными на рисунке геотермическими данными, поскольку, как показывают расчеты [4, 2], температура на соответствующих глубинах в осевой части обсуждаемой интрузии, хотя и должна снизиться к настоящему времени, но все еще не менее чем на 200–300° С превышает ту температуру, которая существует вне зоны ее теплового влияния и, соответственно этому, нижняя граница очагов землетрясений в районе интрузии должна быть в два раза ближе к земной поверхности, чем вдали от нее. Обнаруженная независимость распределения глубин очагов землетрясений от местоположения предполагаемой остывающей интрузии может служить важным свидетельством отсутствия самой интрузии.

Независимо от того или иного решения вопроса в отношении реальности существования этой интрузии, весьма важно установить причину, из-за которой ни на одном из трех обсуждаемых про-

филей нарастание теплового потока в юго-восточном направлении не сопровождается соответствующим подъемом подошвы сейсмогенерирующего слоя. Причина отсутствия такой взаимосвязи в обсуждаемом районе и, более того, реализации противоположной кроется, по-видимому, в несоответствии измеренных значений теплового потока его глубинным величинам. Ранее было показано, что кондуктивная передача тепла в верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны до глубины 5 км сильно искажена тепломассопереносом подземными водами [2]. Изложенное дает основание предполагать, что существенный конвективный теплоперенос распространен здесь значительно глубже и может охватывать всю верхнюю половину земной коры. Такой теплоперенос может обеспечиваться только соответствующей высокой флюидонасыщенностью и проницаемостью литосферы. Насыщенность земной коры Байкальской рифтовой зоны легко перемещаемыми флюидами оказывает на механизм и распределение очагов землетрясений по глубинам, по-видимому, более сильное влияние, чем температурный фактор. Такое объяснение отсутствия ожидаемой взаимосвязи между основными параметрами двух геофизических полей находится в хорошем согласии с данными новейших исследований [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01083).

Литература

- 1. Sibson R.H. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States // Bull. Seismol. Soc. Am. 1982. V. 72. P. 151–163.
- 2. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск. Академическое изд-во "Гео", 2007. 222 с.
- 3. Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под Центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 8. С. 805–818.
- 4. Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 1. С. 158–161.
- 5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных пород. М.: Наука, 2007. 406 с.

Е.И. Гордеев

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ПРОЦЕССЫ СУБДУКЦИИ НА КАМЧАТКЕ

Представлены результаты исследования субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку и связанных с ней процессов. Для оценки скорости поддвига субдуцирующей океанической плиты под Камчатку были использованы оценки фокальных механизмов землетрясений, полученные из каталога СМТ (Centroid Moment Tensor), и последовательности сильнейших землетрясений Камчатки с 1737 года.

Границы погружающейся плиты определены на глубинах 30–70 км и представляют собой плоскость с азимутом 217° и углом падения в 25°. Скорости субдукции, полученные из механизмов СМТ, составляют 0,9 см/год для Южной Камчатки (к югу от м. Шипунский) и 1,4 см/год для центральной зоны (от м. Шипунский до м. Кроноцкий).

Пары сильнейших последовательных землетрясений с 1737 г. были использованы для оценки скорости поддвига океанической плиты под Камчатку для длительных интервалов времени. Для южной зоны скорость поддвига по этим оценкам составляет *6*,*6*–*7*,*1 см/год* (две пары землетрясений) и для центральной части *6*,*6 см/год*. Таким образом, скорость субдукции, связанная с криповыми процессами, составляет от 5 до 15 % от общей скорости. Скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку по модели Nuvel-1A равна 8 см/год.

GPS-наблюдения проводятся на Камчатке с 1997 г. Данные наблюдений за 1997–2007 гг. были использованы для оценки скоростей перемещений, с какими Камчатка деформируется под воздействием процессов субдукции океанической плиты. Средняя скорость и вариации скоростей были определены для постоянных станций GPS относительно станции «Петропавловск» (PETR). Показано, что перемещение станции «Беринг» (BKI) относительно станции «Ключи» (KLU) является неравномерным: вариации скорости достигают 30 % (окно осреднения 1 год). Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

О МОДЕЛИ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНЕ СДВИГА (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27.09.2003 Г., MS = 7,3)

Рассмотрены особенности эволюции сейсмического процесса и современная геодинамическая ситуация в области подготовки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Район подготовки характеризуется преобладанием сдвигового режима деформирования. Данные анализа напряженного состояния и сейсмотектонических деформаций, определенные из механизмов очагов землетрясений [1], а также данные GPS-наблюдений в Центральной Азии свидетельствуют о том, что главным источником сил, ответственных за деформирование земной коры в этом регионе, является Индо-Евразийская коллизия. Характер деформационного процесса в рассматриваемом регионе определяется взаимодействием крупных жестких структурных элементов (Западно-Сибирская плита, восточные части Казахского щита, Джунгарская микроплита) с более «мягкими» участками земной коры складчатых областей, включающими в себя также отдельные жесткие домены более низкого иерархического уровня. Значительную роль при подготовке сильных землетрясений в районе Алтая может играть Джунгарская микроплита, как один из наиболее крупных жестких структурных элементов (после Тарима), расположенных между Индо-Австралийской плитой и платформенными областями Сибири.

Пространственная структура сейсмичности области подготовки. Пространственно очаг землетрясения приурочен к системе разломных структур северо-западного простирания, проходящих по юго-западной границе Чаган-Узунского блока, Курайской впадины, западной части Чуйской впадины. Известные значительные сейсмические события прошлого века, совпадающие с эпицентром землетрясения 2003 г., относятся к 1923 г., М=6, и к 1960 г., М=5. Анализ распределения сейсмической активности для событий с М>3 до Алтайского землетрясения за интервал 1963–2003 гг. показывает, что район будущего очага и Курайского хребта выделяется концентрацией слабых сейсмических событий. В то же время в соседних районах в радиусе до 100–200 км сейсмичность отсутствовала, в связи с чем сейсмичность района будущего очага выглядит изолированно на фоне асейсмичных для рассматриваемого периода соседних областей. На больших удалениях от области будущего очага (150–300 км) находятся районы повышенной сейсмической активности.

Динамика сейсмической активности в ближней и дальней зонах подготовки. Весьма интересно проявила себя временная динамика сейсмического режима в ближней и дальней зонах подготовки Алтайского землетрясения. В ближней зоне, в отличие от дальней, выделение сейсмической энергии имеет равномерный, стабильный во времени характер, на который не влияют региональные сейсмические активизации. Аналогичная ситуация наблюдалась и перед Зайсанским землетрясением 1990 г., Ms = 7,0 [2]. В дальней зоне (Шапшальский хребет, Фуюньский разлом и др.) сейсмический процесс активно реагировал на внешние региональные активизации, имевшие место в 1986–1991 гг. и в 1994–1996 гг.

Стадии подготовки Алтайского землетрясения 2003 г. Исследование поведения ряда параметров сейсмического режима в рассматриваемом регионе, таких, как затишья и активизации, изменение наклона графика повторяемости и др., позволило выделить три стадии, предшествующие главному событию. Первая стадия характеризовалась возникновением с 1963 г. обширной области сейсмического затишья для событий с М>4,5, включавшей в себя северо-западные области Алтая. Во время второй стадии, начавшейся в 1986–1987 гг., наблюдался ряд аномалий сейсмического режима – с юга от ближней зоны подготовки образовалась область сейсмического затишья (для событий с М>3) подковообразной формы, как бы окаймляющая район будущего землетрясения. В этот период наблюдалось значимое понижение угла наклона графика повторяемости. Третья стадия (1996–2002 гг.) характеризовалась существенным увеличением событий с М>4 непосредственно с юга от ближней зоны подготовки и активизацией области близ оз. Зайсан.

Влияние на процесс подготовки сильного землетрясения на Алтае меняющихся внешних геодинамических условий. Известно [3], что во второй половине прошлого столетия имели место региональные изменения напряженного состояния и сейсмические активизации в районах Центральной Азии в 1986–1991 гг. (преобладание сдвиговых и сдвиго-взбросовых механизмов очагов) и в период 1994–1996 гг., когда увеличилось относительное количество событий, имеющих сбросовую компоненту подвижки. Сопоставление отмеченных периодов региональных активизаций (или их начал) с временами смены стадий подготовки Алтайского землетрясения указывает на их достаточно хорошее совпадение по времени. Характер деформационного процесса в том или ином месте определяется, в первую очередь, условиями бокового стеснения способной к деформированию среды, находящейся между сближающимися жесткими плитами (условия регионального сжатия, в котором находится и Алтайский регион) [1]). Изменение во времени стационарных условий стеснения может повлечь за собой появление периодов накопления или разгрузки упругих деформаций. Численное моделирование влияния меняющихся условий бокового стеснения на характер деформирования среды подтвердило значимость этого фактора и необходимость его учета [4].

Изменение состояния среды в области подготовки Алтайского землетрясения. Важным следствием изменений условий стеснения является изменение не только полей напряжений и деформаций в земной коре, но и состояния среды, если рассматривать ее как дискретную, блочную. В условиях стесненного деформирования среда может становиться более компактной, консолидированной. Именно на это указывают аномалии ряда параметров сейсмического режима на 2-й стадии подготовки Алтайского землетрясения (~1986–1996 гг.), когда наблюдалось уменьшение наклона графика повторяемости, снижение количества событий в афтершоковых последовательностях умеренных землетрясений, возникновение сейсмического затишья для событий с М>3 южнее ближней зоны подготовки. Последний факт может указывать на наличие с юга области упрочнения, севернее которой располагалась относительно ослабленная зона будущего очага землетрясения. Третья стадия (1996–2003 гг.), по-видимому, характеризуется обратным процессом – постепенным разуплотнением среды посредством сейсмической активизации на южных границах консолидированной системы ввиду уменьшения степени стеснения среды, последовавшей после региональной активизации 1994-1996 гг. Во время этой активизации очаги землетрясений в соседних с Алтаем регионах характеризовались преобладанием сбросовых компонент подвижки (Байкальский регион и Северный Тянь-Шань). Связанный с этой активизацией процесс деструкции среды вначале на южных, а затем и на восточных границах области подготовки в конечном итоге мог способствовать некоторому снижению жесткости разломных структур в области очага будущего землетрясения и реализации последнего в 2003 г.

Основные характеристики модели подготовки Алтайского землетрясения. На основе полученных данных может быть предложена следующая модель подготовки Алтайского землетрясения 2003 г. Начиная с 1963 г. на Алтае формируется область дефицита выделения сейсмической энергии и, соответственно, дефицита сейсмотектонической деформации (для землетрясений с М>4,5). Эта область включает всю северо-западную часть Алтая.

С 1986 г. с юга от ближней зоны подготовки Алтайского землетрясения возникает зона упрочнения среды, в которой до 1996 г. отсутствуют события с М>3 и которая с юга окаймляет район будущего землетрясения.

Период 1996–2002 гг. характеризуется ослаблением зоны упрочнения посредством серии умеренных землетрясений (М~4,0–5,5), имевших место с юга от района будущего очага землетрясения. Эта локальная активизация могла снизить жесткость межблочных контактов в ближней зоне подготовки, что в результате привело к снятию части накопленной упругой энергии посредством сдвиговой дислокации Алтайского землетрясения.

Обращает на себя внимание стабильность и низкая сейсмическая активность области будущего очага в течение десятков лет, в то время как ареной активных событий, связанных с подготовкой Алтайского землетрясения, явились значительные по площади территории, охватывающие почти весь Алтай.

Важно отметить, что смена стадий подготовки Алтайского землетрясения 2003 г. приурочена к региональным активизациям сейсмического процесса в Центральной Азии.

Работа поддержана грантом РФФИ 0705986, проектом 8 Программы 16 Президиума РАН и Интеграционным проектом СО РАН 114.

Литература

- 1. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформациии Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.
- 2. Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М. Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 19–25.
- Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Сейсмотектоническая активизация Байкальского региона в 1989–1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 373–386.
- 4. Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А. Трехмерная геомеханическая модель литосферы района подготовки Алтайского землетрясения 27.09.2003 г., М=7.5 // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 1. С. 20–25.

УПРУГО-ПЛАСТИЧНЫЙ ПЕРЕХОД КАК КОНЦЕНТРАТОР НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Реологические свойства пород имеют чрезвычайно важное значение для протекания практически всех эндогенных процессов, в том числе для сейсмического процесса и разломообразования.

Хорошо известно, что породы ниже определенного уровня вязко текут. По одним данным это происходит ниже 6–10 км и даже менее [1, 2], по другим – ниже 15 км [3]. В областях современного вулканизма переход значительно ближе к поверхности.

Субвертикальные разломы, как следует из геофизических данных, к границе упругопластичного перехода трансформируются в листрические и глубже не проникают [1, 2]. Это связано с пластичностью пород, в которых трещины скола и сдвига и др. не могут образовываться. Таким образом, концепция глубинных разломов, проникающих в мантию, на которые довольно часто ссылаются некоторые исследователи, чтобы объяснить мантийное происхождение вещества, вероятно, недостоверна.

Миграция флюдсодержащих трещин. Во многих местах, где нет современного магматизма (магма является одним из важнейших транспортеров флюидов), мантийный гелий и другие флюиды попадают в кору и даже на дневную поверхность. Предполагается, что значительная часть углеводородов также имеет мантийное происхождение.

Каков же механизм транспортировки мантийных флюидов к поверхности, если глубинных разломов нет?

Как оказывается, в области пластических деформаций пород возможно восходящее движение трещин, заполненных флюидом вследствие возникновения избыточного давления из-за разности плотностей пород и заключенного в трещинах флюида [4, 5]. Вероятно, этот процесс и является главным транспортером мантийных флюидов. Движение трещин подобно всплыванию пузырей газа в жидкости, но только развивается в твердой, пластически деформируемой среде. Одновременно модель имеет аналогию с перистальтическим насосом, перекачивающим порции жидкости, в данном случае порции флюида в замкнутой трещине, низ которой сжимается и схлопывается, а верх испытывает гидроразрыв.

Возможность этого процесса нами подтверждена экспериментально на желатиновой модели с использованием в качестве флюида подкрашенного водно-спиртового раствора, имеющего плотность около 0,8 от плотности желатиновой матрицы. В эксперименте подкрашенный раствор инъецировался в прозрачную желатиновую матрицу, находящуюся в прозрачной емкости. В результате образовывался вертикальный разрыв (трещина), в верхней части которого согласно возникало избыточное давление [4, 5]. При достижении определенной высоты трещина начинала самостоятельно двигаться вверх. Такой процесс возможен только в пластичной среде.

Роль упруго-пластического перехода в сейсмическом процессе. Упруго-пластический переход играет важнейшую роль в реализации сейсмических событий. Выше этого перехода земная кора разбита разломами и здесь напряжения накапливаться не могут из-за проскальзывания блоков по зонам нарушений. Проявление результатов землетрясений в виде нарушений сплошности поверхности Земли вовсе не означает, что именно здесь произошли накопление и разгрузка напряжений. Это всего лишь проявление подвижек вдоль имеющихся разломов. Ниже перехода преобладают пластические деформации и здесь также напряжения не могут накапливаться вследствие высокой пластической податливости пород. Хотя при быстрых деформациях в этой зоне на короткое время могут образовываться трещины, при медленной нагрузке породы здесь текут.

Накопление напряжений возможно только на упруго-пластическом переходе, который, повидимому, достаточно «размыт» и имеет значительную мощность (рисунок). По сути, это уже зона, где породы пластичны. Реологические свойства этой зоны таковы, что при больших скоростях накопления напряжений разрыв пород здесь может происходить на больших глубинах, т.е. ближе к зоне выраженной пластичности, а при медленном накоплении напряжений – ближе к зоне хрупких деформаций.

Так, в районе Селенгинской дельты за последние 5 лет зафиксировано около 6,5 тыс. сейсмических событий различного энергетического класса, большинство из которых произошло на глубинах 10–22 км (в зоне упруго-пластического перехода). Такое количество сейсмических событий должно было бы превратить породы в дисперсную среду, в которой напряжения далее не могли бы накапливаться, ... если бы не быстрое залечивание образовавшихся разрывов.



Разрывы сплошности, возникающие при разгрузке напряжений, должны практически «моментально» залечиваться за счет пластичности пород и физико-химических условий, при которых обеспечено быстрое диффузионное протекание процессов. Только моментальным залечиванием можно объяснить тот факт, что землетрясения с завидным постоянством происходят в одном и том же интервале глубин и в одном и том же месте.

Н. км

Схема зональности земной коры по реологическим свойствам.

Вероятно, спусковым крючком землетрясений может быть рассмотренный выше подъем из мантии и вступление в зону накопления напряжений флюидсодержащих трещин, которые играют множественную роль – вызывают нарушение сплошности и первоначальный разрыв пород, а флюид играет роль разупрочняющего агента (эффекты Терцаги и Ребиндера) и смазки при проскальзывании разрывающихся блоков.

Литература

- 1. Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник-1969 Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 212–233.
- 2. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. C. 3–14.
- 3. Николаевский В.А. Разломы земной коры и тектонические волны // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН». 2001. № 1. (16). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2001/ nikolaevsky.htm#begin.
- 4. Жатнуев Н.С. Трещиные флюидные системы в области пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. C. 380-384.
- 5. Жатнуев Н.С. Динамика трещинных флюидных систем в области пластических деформаций // Литосфера. 2006. Nº 4. C. 149-158.

А.Д. Завьялов Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

КИНЕТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ПРОЧНОСТИ И КОНПЕНТРАПИОННЫЙ КРИТЕРИЙ РАЗРУШЕНИЯ В ПРОГНОЗЕ ПРИРОДНЫХ И ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ КАТАСТРОФ

В докладе рассматривается эволюция представлений о концентрационном критерии разрушения твердых тел, предложенном академиком С.Н. Журковым в середине 60-х годов прошлого века, в связи с его использованием в физике очага землетрясения для прогноза сильных сейсмических событий. Анализируются результаты многолетнего тестирования параметра плотности сейсмогенных разрывов Кср (аналога концентрационного критерия) в различных сейсмоактивных регионах мира в качестве предвестника землетрясений, и приводятся данные о его прогностической эффективности в сравнении с другими предвестниковыми параметрами. Показана зависимость величины Кср от фрактальной размерности распределения очагов землетрясений (акустических событий). Приводятся примеры использования параметра Кср для прогноза горных ударов и вулканических извержений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы государственной поддержки ведуших научных школ Российской Федерации (проекты № НШ-1270.2003.5, НШ-5009.2006.5, НШ-799.2008.5), гранта Международного научно-технического центра (проект № 1745) и грантов РФФИ № 05-05-08022, 07-05-12041.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ДЕСТРУКТИВНОМ ПОЛЕ ЛИТОСФЕРЫ (НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ, МОНГОЛИИ И ГОРНОГО АЛТАЯ)

Изучение сильных землетрясений, природы их возникновения и взаимосвязи с другими процессами имеет научную и практическую значимость. Для стабильного существования и развития современной цивилизации необходимо детально изучать и районировать зоны наибольшей опасности – области возникновения сильных, катастрофических землетрясений. Как правило, они приурочены к крупным разломам литосферы, которые, в свою очередь, определенным образом локализуются в деструктивных полях литосферы. Анализ локализации сильных землетрясений в деструктивных полях уже рассматривался в литературе [3–7]. Нами проведен аналогичный анализ для южных районов Восточной Сибири и Монголии.

Область исследований охватывает три сейсмоактивных региона: Байкальскую рифтовую систему (БРС), Монголию и Горный Алтай, степень изученности которых существенно разнится. Для решения поставленной задачи создан каталог разломов из более 12700 данных, в основу которого легли карты упомянутых регионов. Наиболее изученной из названных является БРС. Ее каталог по разломной тектонике, в основу которого положены «Карта разломов юга Восточной Сибири» под ред. П.М. Хренова масштаба 1:1500000 (для всей территории), топографические карты масштаба 1:200000 (частично для отдельных участков) и некоторые другие, составляет порядка 3000 данных. Данные по сейсмичности за 1960-2007 гг. составляют порядка 120000 событий с энергетическим классом К≥8. Для анализа было отобрано 45 сейсмических событий с К≥14, произошедших в период 1961–2007 гг. Вторым регионом, сопоставимым по площади с БРС, но менее изученным, является Монголия. Для создания каталога разломов из 5800 данных использованы геологические карты масштаба 1:1500000 (для всей площади исследований) и частично топографические карты масштаба 1:200000. Из базы данных по сейсмичности Монголии были отобраны 24 землетрясения с К≥14, произошедших в период 1961-2000 гг. Горный Алтай занимает по площади наименьшую территорию и слабо изучен по сейсмичности. Его рассмотрение в данной работе связано с произошедшим 27 сентября 2003 г. катастрофическим Чуйским землетрясением, вызвавшим повышенный интерес и сейсмологов, и тектонистов. Для создания каталога разломов из более чем 4000 данных использованы геологические и топографические карты масштаба 1:200000. Из малочисленного каталога землетрясений Горного Алтая отобраны 18 событий с К≥14, зафиксированных с 1973 по 2007 гг.

Существенное различие между Горным Алтаем и территориями БРС и Монголии по исследуемой площади, а также различный масштаб используемых в создании каталогов разломов карт не позволяют провести совместный анализ этих территорий. Тем не менее, рассмотрение БРС, Монголии и Горного Алтая представляется весьма интересным из-за различия тектонических режимов этих территорий.

Проведенные исследования базировались на построении нескольких карт плотности разноранговых разломов БРС, Монголии и Горного Алтая, отличия между которыми опирались на классификацию разломов по их длине. Применяемая в дальнейшем классификация разломов по их длинам в силу различия территорий имеет достаточное расхождение. Так, для территорий БРС и Монголии классификация включает семь рангов длин: 1) менее 40 км, 2) от 40 до 80 км, 3) от 80 до 120 км и т.д. до седьмой группы, содержащей разломы длиной более 240 км, тогда как для Горного Алтая допустимо классифицировать разломы только по трем группам: с длиной до 40 км, от 40 км до 80 км и более 80 км. В данном случае увеличение числа групп нецелесообразно, так как на этой территории количество разломов, превышающих по длине 80 км, недостаточно для дальнейшего разделения, в отличие от двух других регионов.

На основании классификации разломов соответственно для БРС и Монголии построено по семь карт плотности разноранговых разломов, для Горного Алтая – три карты плотности разноранговых разломов рассчитывалась как отношение числа разломов определенного ранга длин к площади элементарной ячейки: D = N/S, где D – плотность разноранговых разломов, N – количество разломов определенного ранга длин, S – площадь элементарной ячейки.

Для каждой карты плотности разноранговых разломов соответственно было определено по два значения максимальных плотностей разломов. Значение максимальной плотности разноранговых разломов $D_{\rm max}$, отмеченное на соответствующей карте плотности разломов, определялось в целом для

всей карты, тогда как фиксированное значение плотности разноранговых разломов $D_{\max}^{K\geq 14}$, для которой характерны землетрясения с K ≥ 14 для соответствующего интервала длин разломов, определялось по графикам зависимости энергетического класса землетрясений от плотности разноранговых разломов. Для построения графиков плотность разноранговых разломов определялась по локализации эпицентров этих землетрясений на соответствующих картах плотности. Установлено, что сильные сейсмические события с K ≥ 14 возникают в определенном интервале плотностей разноранговых разломов, который ограничивается фиксированными значениями плотности $D_{\max}^{K\geq 14}$ разноранговых разломов.

В результате сравнения фиксированных значений плотностей разноранговых разломов $D_{\max}^{K \ge 14}$, характерных для очагов землетрясений с K≥14, и максимальных значений плотностей D_{\max} , отмечаемых на исследуемых территориях, по соответствующим интервалам длин установлено, что очаги сильных землетрясений приурочены к областям средних значений плотности разноранговых разломов, т.е. фиксируется неравенство: $D_{\max}^{K \ge 14} < D_{\max}$. Это согласуется с результатами других работ [1, 9]: сильные сейсмические события тяготеют к местам промежуточных (средних) значений плотности разломов, примыкающим к областям с повышенной плотностью разломов.

На основе данных таблиц построены графики распределения плотности разноранговых разломов по интервалам их длин. На рисунке, A, показано, что три региона с разными тектоническими режимами имеют схожую закономерность: с увеличением длин разломов их плотность D_{\max} уменьшается по нелинейному закону. Аналогичная зависимость получена на рисунке, E: с увеличением длин разломов интервал их плотностей $D_{\max}^{K\geq 14}$, к которому приурочены очаги землетрясений с $K\geq 14$, сокращается по нелинейному закону. Установлено, что с увеличением длин разломов сильные землетрясения происходят в областях все более низких значений плотности разноранговых разломов, что в полной мере согласуется с недавними выводами об обратной нелинейной зависимости между очагами сильных землетрясений и плотностью активных разломов [2].



Графики распределения максимальной плотности разноранговых разломов D_{max} по длинам L (A) и локализация сильных землетрясений с К≥14 на графиках D^{K≥14}_{max}(L) (Б) для БРС, Монголии и Горного Алтая.

Сплошной линией показаны тренды распределения D_{\max} и $D_{\max}^{K \ge 14}$ для БРС, пунктирной линией – для Монголии, штрихпунктирной – для Горного Алтая.

Полученные данные согласуются с результатами математического моделирования блоковой динамики литосферы, проведенного П.О. Соболевым [8]. Им показано, что с увеличением степени раздробленности (плотности разломов) и уменьшением размеров блоков упругие напряжения будут разряжаться в виде многочисленных слабых землетрясений, а в более крупных структурах будут возникать более сильные сейсмические события.

Таким образом, отмечается обратная нелинейная зависимость плотности разноранговых разломов от их длин. С увеличением длин разломов уменьшается интервал значений плотности разноранговых разломов, к которому приурочены сильные землетрясения с К≥14. В общем случае независимо от тектонического режима территории исследований сильные сейсмические события локализуются в областях промежуточных средних значений плотности разноранговых разломов. Наиболее сейсмоопасными участками литосферы являются области, не превышающие фиксированные интервалы плотностей разноранговых разломов. Области с более высокими показателями плотности разноранговых разломов являются средой, не способной накапливать напряжения, необходимые для генерации сильных сейсмических событий.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору С.И. Шерману за постановку задачи и обсуждение результатов, а также В.М. Демьяновичу за предоставленную программу расчета параметра плотности разломов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251), интеграционного проекта СО РАН № 61 и программы 16.8 Президиума РАН.

Литература

- 1. Желиговский В.А., Подвигина О.М., Садовский А.М. Определение мест раздробленности земной коры формализованными алгоритмами по гравитационным и топографическим данным // Теоретические проблемы геодинамики и сейсмологии. Вычислительная сейсмология. Вып. 27. 1994. С. 245–279.
- 2. Злогодухова О.Г. Отражение деструкции литосферы в вариациях плотности активных разломов и локализация землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: Институт физики Земли РАН, 2008. Т. 2. С. 258–260.
- 3. Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А. Анализ тектонической раздробленности очаговой области Спитакского землетрясения 1988 г. // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 6. С. 1441–1445.
- Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А. Выделение сейсмоактивных геологических структур по космическим снимкам (на примере Горного Алтая) // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. М.: Институт физики Земли РАН. 2004. С. 68–82.
- 5. Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А., Богачкин Б.М. Особенности проявления Рачинского землетрясения (1991) в поле тектонической раздробленности (по космическим данным) // Физика Земли. 1993. № 3. С. 64–69.
- 6. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С. 1–7.
- 7. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: Институт физики Земли РАН. 2001. 120 с.
- Соболев П.О. О влиянии степени раздробленности литосферы на сейсмичность // ДАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 541–544.
- Шерман С.И., Демьянович В.М., Злогодухова О.Г. Разломно-блоковая структура Монголо-Байкальского региона и сильные землетрясения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2006. Т. 2. С. 214–218.

В.С. Зубков, С.И. Прокопчук, Д.Х. Мартихаева Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК СЛЕДСТВИЕ ВОЗМОЖНОЙ ДЕТОНАЦИИ ФЛЮИДОВ

Многие исследователи отрицают возможность происхождения глубокофокусных землетрясений (ГФЗТ) в результате разрядки упругих напряжений, так как породы в этом случае находятся в условиях высоких температур и давлений [17]. Существует несколько моделей ГФЗТ. К недостаткам механических моделей ГФЗТ, по [14], относятся: большой процент ГФЗТ несдвигового характера, очаги крупных землетрясений имеют тенденцию мигрировать вверх, радиус действия их геохимических предвестников на 1-2 порядка более размеров их очагов. В моделях ГФЗТ с под-

плавлением или флюидизацией зон разломов обычно не обсуждается сама возможность существования таких разломов на глубинах до 670 км. Модель фазовых переходов исходит из экспериментально установленных фазовых переходов мантийных минералов и приуроченности максимумов частоты ГФЗТ к глубинам порядка 400 и 600 км, которым соответствуют превращения α-Ol (оливина) в δ -Ol (вадслеит, 410 км) и γ -Ol (рингвудита) – в MgSi-Pvk + CaSi-Pvk + FP (перовскиты и ферропериклаз, 660 км) [21]. Давление на глубинах 410, 520 и 670 км оценивается примерно в 130, 170 и 247 кбар, а температура на 410 и 670 км – в 1650 и 1900 °С [15]. На 410 и 670 км фазовые переходы сопровождаются скачкообразным увеличением скорости объемных сейсмических волн и плотности. Основная часть ГФЗТ происходит в зонах Вадати-Беньоффа [17]. В случае быстрого (8 см/год) погружения океанической плиты под островную дугу происходит проникновение относительно холодных пород на большую глубину, в результате чего затормаживается процесс фазового перехода метастабильных фаз, которые лавинообразно, подобно взрыву, испытывают полиморфное превращение. Этот механизм, по [7], позволяет объяснить сдвиговый характер движений в очаге, природу высокоэффективной смазки и небольшую величину сбрасываемых напряжений. Однако ГФЗТ не только приурочены к глубинам 400 и 600 км, но происходят во всем интервале от подошвы верхней мантии до нескольких километров от земной поверхности. ГФЗТ реализуются на глубинах до 650 км с магнитудой до 7,6. Фазовые переходы могут не обеспечить высвобождения огромного количества выделяющейся при этом энергии. Не объясняет эта гипотеза и формирование геохимических ореолов различных газов, а также то, что ГФЗТ происходят иногда вне зон субдукции [17].

Другое направление поиска причин, обусловливающих ГФЗТ, связано с идеей, что источником энергии являются флюиды, при взрыве которых инициируются подземные толчки [14, 22, 3]. Источником флюидов, концентрирующихся в очагах ГФЗТ, очевидно, является ядро Земли. Современные оценки содержаний в нем летучих элементов неоднозначны. Например, в [19] приведены следующие содержания легких элементов (мас. %) : Si – 6,4, S – 1,9, P – 0,32, C – 0,2, H – 0,06, N – 0,017. На границе нижней мантии и внешнего жидкого ядра происходит скачок плотности (с 5,55–5,68 до 9,89–9,91 г/см³), вязкости (с 10^{20} до 10^3 – 10^5 П) [5 и др.] и давления (с 1384 до 1503 кбар), а температура составляет порядка 2857 °C [19]. Предполагается, что сочетание высокой плотности и падения на 17 порядков вязкости на рассматриваемой границе обусловлено флюидизацией внешнего ядра [10]. Флюид, скопившийся на границе ядро-мантия в слое D", в виде струй (плюмов) продвигается в радиальных направлениях к поверхности Земли.

При ударном давлении на бензол (C_6H_6) до 492 кбар образовались полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) с молекулярной массой от 128 до 306, среди которых преобладает бифенил ($C_{12}H_{10}$) [20]. Гидрид железа (FeH) устойчив при давлении более 350 кбар, что, с одной стороны, допускает его присутствие в ядре (более 40 мол. %), а с другой – предполагает при уменьшении давления разложение этого соединения с образованием водородных струй в нижней мантии [18]. Данные о возможном равновесном составе флюида системы C-H-N-O-S в нижней части верхней мантии и верхах нижней мантии получены с помощью термодинамических расчетов путем минимизации энергии Гиббса на программном комплексе СЕЛЕКТОР [6]. Важным аргументом присутствия флюидов в верхней мантии является установление зон поглощения короткопериодных поперечных волн, в частности, в районе Сусамырского землетрясения (Центральный Тянь-Шань, 19.08. 1992 г., M=7,3) [9].

На роль взрывчатки в сейсмогенных очагах могут претендовать углеводороды (УВ), H_2 , азиды, твердые вещества, находящиеся в крайне метастабильном состоянии [22]. Этот список может быть пополнен гелием, так как соединения He-H, He-O, He-Si и He-металлы устойчивы при температурах выше 727 °С и давлении больше 140 кбар. При распаде соединений He и H выделяется огромное количество энергии (> 2 ккал/г-моль) [3]. Детонация углеродистых веществ установлена П.В. Бриджменом [1] при высоком давлении со сдвигом. Первое термодинамическое обоснование возможности детонации метастабильно поднимающихся тяжелых УВ в верхней мантии приведено в работе [8] на примере системы С-Н. Определение T и P детонации проводилось минимизацией минус энтропии системы C-H в изохорически условиях и фиксированной внутренней энергии. Чем с большей глубины начинают изотермически подниматься тяжелые УВ, тем выше параметры детонации, сопоставимые с тринитротолуолом (3500 °C, 220 кбар). Как показали расчеты, шаровые скопления тяжелых УВ с радиусами 1,4; 6,7 и 31,0 м при детонации на глубине 62 км, на которой максимальна объемная энергетическая емкость флюида, могут инициировать землетрясения с магнитудой 4,0; 5,39 и 6,78 соответственно.

Давление на границе ядро-мантия по сравнению с давлением на границе нижняя-верхняя мантия (кбар), по данным [15], возрастает в 5,6 раза (1384 : 247,2), а температура (°С) в 1,44 раза

(3130: 2170). Как видно, давление увеличивается почти в четыре раза быстрее, чем температура, а оно обеспечивает полимеризацию УВ и сдерживает их разложение, несмотря на высокую температуру. Поэтому можно предположить, что в жидком ядре присутствуют супертяжелые газообразные УВ и их производные. С этим согласуется преобладание среди УВ разных классов в углеродистых хондритах (до 4,8 мас. % С) высокомолекулярного вещества (более 70 мас. %), сходного с земным керогеном [2]. В ходе дегазации ядра из-за различий в плотности газов происходит их дифференциация в соответствии с плотностью (H₂<He<N₂) [10]. Замыкают этот ряд, возможно, тяжелые УВ и их производные, имеющие наибольшую молекулярную массу. При достижении плюмом, в составе которого преобладают метастабильные тяжелые УВ и их производные, границы верхняянижняя мантия возможна самопроизвольная детонация этих соединений. Процесс детонации протекает мгновенно – за 10⁻⁷ с (0,1 мкс), скорость детонации органических веществ – не более 11 км/с, максимальное давление при этом достигает 400-450 кбар [12, 13]. Приуроченность ГФЗТ к фазовым переходам на глубинах 670 и 410 км, возможно, объясняется выведением УВ-очагов из состояния относительного равновесия при увеличении их объема после пересечения области фазового перехода. Изменение минерального состава мантийных пород сопровождается изменением и состава тяжелых УВ. Если в зоне перехода от нижней мантии к верхней преобладают ПАУ, то уже на 410 км присутствуют тяжелые алканы и их производные.

Форшоковые, главное и афтершоковые землетрясения сопровождаются образованием газовых ореолов, многократно превосходящих по объему объем исходных флюидных очагов. Перед землетрясением, очевидно, имеет место дегазация флюидного очага. Состав газов и динамику этого процесса важно исследовать для краткосрочного прогноза землетрясений. Возможность предсказания землетрясений по CH₄, H₂, Rn уже продемонстрирована на ряде примеров [4, 16 и др.].

Рассматриваемая гипотеза происхождения землетрясений объясняет их приуроченность к различным глубинам верхней мантии и земной коры [11], а не только к зонам фазовых переходов.

Литература

- 1. Бриджмен П.В. Новейшие работы в области высоких давлений. М.: Изд-во ин. лит. 1948. 299 с.
- Вдовыкин Г.П. Органические соединения в метеоритах раннем веществе Солнечной системы // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 60–73.
- 3. Вол А., Гилат А. Первичный водород и гелий как источники энергии землетрясений // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 160–166.
- 4. Войтов Г.И и др. // ДАН. 1995. Т. 344, № 1. С. 110–114.
- 5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
- 6. Зубков В.С. и др. Устойчивы ли тяжелые углеводороды в верхней мантии? // Материалы к науч. конф. РФФИ "Геодинамика и эволюция Земли". Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 111–114.
- 7. Калинин В.А., Родкин М.В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.
- 8. Карпов И.К. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 754–762.
- 9. Копничев Ю.Ф., Павлис Г., Соколова И.Н. // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 4. С. 528–532.
- 10. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 535-537.
- 11. Молчанов О.А., Акеньтиева О.С. // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 4. С. 553–556.
- 12. Пепекин В.И. // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 6. С. 781–783.
- 13. Пепекин В.И. и др. // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 193–195.
- 14. Пономарев А.С. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 10. С. 100-112.
- 15. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 500 с.
- 16. Фирстов П.П., и др. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 49–59.
- 17. Фролих К. // В мире науки. 1989. № 3. С. 24-32.
- Badding J.V. et al. High-pressure chemistry of hydrogen in metals: in-situ study of iron hydride // Science. 1991. V. 253. P. 421–424.
- 19. McDonough W.F., Sun S.-s. // Chem. Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.
- 20. Mimura K. et al. // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21, N 18. P. 2071-2074.
- 21. Stachel T. et al. // Elements. 2005. V. 1, N. 2. P. 73-78.
- 22. Zubkov V. S., Karpov I.K. Impulse sources of energy in hot fields // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonic. Moscow, Nov. 17–20, 1993. M., Kiel. 1993. P. 167–168.

А.В. Ландер¹, В.И. Левина², В.Н. Чебров², М.Н. Шапиро³

¹ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТП) РАН, Москва, Россия

² Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия ³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ОТРАЖЕНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГРАНИЦ ПЛИТ В СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

В этой работе мы покажем, как данные о сейсмичности за короткий период инструментальных наблюдений позволяют получить количественную информацию о тектонических процессах, происходивших несколько миллионов лет назад.

При движении с юга на север вдоль Курило-Камчатской дуги в районе Южной Камчатки максимальная глубина сейсмофокальной зоны скачком меняется на 200 км – с ~650 км на юге до ~450 км на севере (рисунок). Граница между двумя сегментами аппроксимируется вертикальной плоскостью с простиранием, совпадающим с вектором скорости Тихоокеанской плиты (относительно Камчатки) и пересекающим восточное побережье Камчатки в районе Авачинской бухты. На поверхности эти области так же существенно отличаются по большому числу морфологических и геологических признаков (например, появление на севере второго вулканического Срединного хребта). Однако значительный поперечный разлом, разделяющий северную и южную части Камчатки, отсутствует. Точнее, он проявлен только вблизи восточного побережья (Малкинско-Петропавловская зона разломов [1]) и быстро затухает по простиранию в глубь Камчатки на расстоянии, значительно меньшем, чем протяженность проекции на поверхность глубинной границы. Кроме того, граница между двумя частями Камчатки практически не выражена в плиоцен-четвертичном вулканическом поясе и морфологии глубоководного желоба. И, наконец, она не заметна в распределении землетрясений верхнего 350-километрового слоя сейсмофокальной зоны, в котором сосредоточено большинство землетрясений. Таким образом, с одной стороны, мы можем уверенно говорить о существовании важной "Авачинской поперечной границы", разделяющей области с разной геологической историей и структурой, Но, с другой стороны, она не может рассматриваться как классический глубинный разлом, поскольку четко проявлена как разрывная структура только на больших глубинах, слабо и неполно – на поверхности и, по-видимому, отсутствует в мощном промежуточном слое. Во второй половине 2008 г., примерно через год после того, как Авачинская граница стала использоваться как один из элементов регионализации текущего Камчатского регионального каталога землетрясений, в Охотском море в непосредственной близости от предполагаемой границы произошла целая серия сильных глубоких событий. Все они располагались южнее границы, что подтвердило удовлетворительный характер ее построения.

Описанная картина объясняется образованием в северном сегменте, начиная с позднего миоцена, новой зоны субдукции, связанной с аккрецией трех современных восточных полуостровов Камчатки [1-4]. Последние придвинулись к Камчатке с юго-востока на Тихоокеанской плите и при столкновении с континентальной окраиной закрыли существовавшую прежде зону субдукции. Новая зона возникла восточнее в тылу аккретированных террейнов. Южнее области, где происходила аккреция (южнее современных полуостровов), сохранилась старая зона субдукции. В рамках такой модели малая глубина северного сегмента сейсмофокальной зоны объясняется ограниченным временем погружения нового слэба. В южном сегменте субдукция непрерывно продолжалась значительно большее время (по крайней мере с олигоцена) и слэб давно достиг максимальных глубин, на которых наблюдаются землетрясения. Авачинская поперечная структура фиксирует на больших глубинах северную границу этого старого слэба. После образования на севере новой зоны субдукции и ее объединения со старой единый непрерывный Тихоокеанский слэб погружается под дугу на всем ее протяжении от Курильского сегмента до Алеутского сочленения. Поэтому в промежуточном 350километровом слое Авачинская граница не проявлена. Короткая поверхностная Малкинско-Петропавловская зона, по-видимому, порождена столкновением Камчатки с крайним южным Шипунским террейном и, следовательно, имеет отношение только к начальному этапу формирования новой зоны субдукции.

Авачинский "уступ" сейсмичности не является единственным. Северный сегмент сейсмофокальной зоны можно разделить на несколько ступеней, последовательно отличающихся по максимальной глубине землетрясений примерно на 100–150 км (крайний северный участок сейсмофокальной зоны имеет глубину 130–150 км). Эти факты можно объяснить различием во времени столкновения террейнов-полуостровов с Камчаткой. Образование новой зоны субдукции было существенно растянуто во времени. Последовательно в северном направлении возникали новые короткие погружающиеся сегменты. Соответственно к настоящему времени они успели погрузиться на разную, убывающую к северу глубину. Важно, что эти наблюдаемые ступени максимальной глубины землетрясений можно сопоставить с тремя полуостровами Камчатки. Это дает косвенную возможность достаточно точно оценить время столкновения последних с континентальной окраиной и, соответственно, возраст коллизионной складчатости Восточного хребта Камчатки.



 a – схема Камчатки,
 δ – проекция гипоцентров землетрясений Камчатской сейсмофокальной зоны на вертикальную поверхность, ортогональную направлению современного движения Тихоокеанской плиты относительно Камчатки.

Построения выполнены в косой цилиндрической проекции относительно полюса вращения Тихоокеанской и Евразийской плит. Пунктирные линии на верхней карте соответствуют направлению движения Тихоокеанской плиты. Схема и разрез совмещены по прилегающей оси.

Измерив длину погруженного слэба (вдоль поверхности сейсмофокальной зоны до самого глубокого землетрясения) и воспользовавшись параметрами движения Тихоокеанской плиты, можно легко рассчитать для каждого сегмента зоны субдукции время, прошедшее с момента погружения. Полученные результаты: коллизия Шипунского террейна с Камчаткой произошла 7 млн лет назад, Кроноцкого – 5 млн лет, Камчатского Мыса – 2 млн лет. Уменьшая приведенные цифры на 1,5–2,0 млн лет (время, необходимое для погружения плиты до глубин 100–150 км [5]), мы получим оценки распределения возраста подошвы плиоцен-четвертичных вулканитов вдоль Восточного хребта Камчатской зоны субдукции является весьма молодой и слэб здесь еще не достиг максимальных глубин, на которых просходят землетрясения. Так, например, для районов южнее Авачинской границы аналогичная оценка возраста возникновения зоны субдукции получена быть не может.

В заключение заметим, что вулканический пояс Срединного хребта Камчатки, соответствующий старой отмершей зоне субдукции, продолжает еще проявлять слабую активность, но ни одного землетрясения, которое можно было бы отнести к древней сейсмофокальной зоне, за все время инструментальных наблюдений зарегистрировано не было. Таким образом, изучение пространственного распределения современных землетрясений Камчатки позволяет проследить некоторые черты истории и дать оценки хронологии преобразований субдукционной границы плит на интервал времени до 7 млн лет.

Литература

- 1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
- Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2.
- Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172, Copyright 2007 by the American Geophysical Union. 10.1029/172GM09. P. 56–64.
- England P., Engdahl R. and Thatcher W. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes // Geophys J. Int. 2004. 156. 377–408.

К.Г. Леви Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Причиной неудачных сопоставлений сейсмического процесса с неотектоническими структурами и их параметрами явилось то, что геология и неотектоника, как часть этой науки, всегда изучали геометрию среды, а сейсмология – процессы в этой среде. Поэтому возникла необходимость перевода этих параметров в одну систему измерений. Только геометризация сейсмического процесса могла позволить выйти из этой ситуации. Поэтому именно эти неувязки легли в основу представлений о сейсмических структурах литосферы, их классификации и способах анализа сейсмоданных для реализации различных способов прогноза опасных сейсмических событий во времени. Именно эти взгляды привели к появлению терминов «сейсмические структуры», «сейсмическая погода», «сейсмический климат» литосферы.

Сейсмические структуры литосферы. Поскольку сейсмичность – явление многокомпонентного подчинения и обусловлена сложным взаимодействием механических и физико-химических процессов, происходящих в коре и литосфере Земли, целесообразно ее рассматривать как результат деятельности сейсмогеодинамической системы. При таком подходе сейсмичность выступает как отклик среды на сложные механические и физико-химические перестройки в ходе тектонической активизации коры и литосферы.

В сейсмологии и сейсмотектонике бытует несколько наименований той области литосферы, к которой приурочена основная масса землетрясений. Это – «фокальный слой», «сейсмоактивный объем», «очаговый слой», «сейсмогенерирующий слой», «сейсмоактивный слой» и т.п.

Для начала напомним, что площадь литосферного слоя Земли несколько превышает площадь земного шара за счет погружающихся в зонах Беньоффа слэбов, которые также подвержены сейсмическому процессу. Литосфера Земли, в геофизическом понимании, делится на два слоя, различных по своей реологии, – упругий и пластичный. Толщина этих слоев легко оценивается статистически, упругий слой тоньше под термоактивными областями литосферы и толще – под кратонами, эти значения изменяются от 35 до 120 км соответственно. Сейсмичность напрямую связана с упругим слоем литосферы, который при высоких скоростях деформаций способен разрушаться хрупко и порождать сейсмические эффекты. Если это так, а это и на самом деле так, говоря об упругом слое литосферы, мы невольно говорим о глобально развитом сейсмогенерирующем слое.

Область литосферы, где концентрируются сейсмические очаги, понимается разными авторами одинаково, но именуется по-разному. В то же время среди упомянутых понятий можно выделить два объекта, различные по смысловому и физическому объему: сейсмогенерирующий слой (о нем мы упомянули выше) и сейсмоактивный (очаговый) слой. «Сейсмогенерирующий слой» может разрушаться не полностью, а лишь частично, что определяется общей геодинамической обстановкой в разных регионах, скоростями деформации, плотностью теплового потока и т. д. В этом смысле слой может быть сопоставлен с упругим слоем литосферы, толщина которого оценивается по материалам интерпретации гравиметрических данных или через знания о плотности глубинного теплового потока.

«Сейсмоактивный (очаговый) слой» – более узкое понятие и обозначает лишь ту часть сейсмогенерирующего слоя, в которой под действием деформаций образуется основная масса очагов землетрясений. При этом в расчет принимаются землетрясения, гипоцентры которых располагаются в верхней части литосферы.

С учетом глобального распространения сейсмоактивного слоя было бы неразумным считать его повсеместно однородным. И действительно, анализ эпицентральных полей сильных землетрясений, т.е. тех землетрясений, которые являются основными носителями информации о геодинамической обстановке в тектоносфере, показывает, что распределение сейсмичности в слое весьма неравномерно, хотя и упорядоченно. Это, в свою очередь, требует акцентировать внимание на внутренней «сейсмической структуре» сейсмоактивного слоя. Под «сейсмическими структурами» понимаются геометризированные объемы тектоносферы, «заполненные» очагами известных, в результате инструментальных наблюдений, сильных землетрясений. Сейсмической структурой первого ранга является глобально распространенный *сейсмоактивный слой*.

На базе неравномерности распределения очагов сильных землетрясений в сейсмоактивном слое можно выделить сейсмоактивные структуры второго ранга – *сейсмические пояса*, где сейсмичность носит сосредоточенный характер, и сейсмически пассивные кратоны и новейшие платформы, для которых характерна *рассеянная (рассредоточенная) сейсмичность*. Границы этих структур в слое принимаются субвертикальными, но их конкретное пространственное положение может и должно быть уточнено на основе анализа конкретной тектонической структуры.

Сейсмические пояса – это объемные структурные элементы сейсмоактивного слоя. Их ширина больше (но не более чем в три раза) толщины сейсмоактивного слоя, а протяженность оценивается десятками тысяч километров. Толщина сейсмоактивного слоя в сейсмических поясах максимальная и иногда приближается к толщине упругого слоя литосферы. Очаги землетрясений в сейсмических поясах располагаются компактно. В кайнозойской тектонической структуре литосферы сейсмические пояса тяготеют к наиболее подвижным тектоническим поясам Земли.

Сейсмические пояса представляют собой сложные образования, и внутри них могут быть выделены структурные элементы третьего ранга – *сегменты сейсмических поясов*. Протяженность этих структурных элементов достигает от нескольких сотен километров до первых тысяч километров. Это промежуточные структурные элементы сейсмических поясов, но они вложены в структуру пояса как органически связанные мелкие элементы его внутреннего строения и отражают его делимость по простиранию.

Области рассеянной (рассредоточенной) сейсмичности – полностью антиподальные структурные элементы, но также объемные сейсмические структуры сейсмоактивного слоя. Их среднегеометрические размеры на два порядка превышают толщину сейсмоактивного слоя. В плане они более или менее изометричны. Толщина сейсмоактивного слоя здесь составляет лишь 15–30 % толщины упругой литосферы. Очаги землетрясений рассредоточены в сейсмоактивном слое, а частота сейсмических событий, часто низких энергий, в среднем не превышает первых десятков в столетие. В кайнозойской тектонической структуре области рассеянной (рассредоточенной) сейсмичности тяготеют к жестким внутриплитным пространствам. Среднегеометрические размеры сейсмически пассивных областей составляют тысячи километров, но, как правило, не выходят за рамки 10000 км.

Сейсмическими структурами четвертого ранга в сейсмических поясах выступают *сейсмические зоны*, представляющие собой узкие (первые десятки километров) и весьма протяженные (первые сотни километров) структурные элементы. Здесь обычно и наблюдается хотя и временное, но резкое утолщение сейсмоактивного слоя. Тяготеют сейсмические зоны в тектонической структуре литосферы к наиболее крупным глубинным разломам или их системам, нередко являющимся составными частями межплитных границ. Именно здесь, чаще, чем где-либо, формируются очаги наиболее сильных землетрясений. *Сейсмические зоны* не являются характерным структурным элементом областей рассеянной (рассредоточенной) сейсмичности во внутриплитных пространствах.

Сейсмические структуры пятого ранга в сейсмоактивных поясах и областях рассеянной (рассредоточенной) сейсмичности во внутриплитных пространствах – это *сейсмические узлы*. Они представляют собой небольшие по размерам (до 100 км) изометричные в плане скопления очагов землетрясений. В сейсмоактивных поясах сейсмические узлы, объединяясь, формируют узкие сейсмические зоны, в которых располагаются с довольно выдержанным шагом на некотором удалении друг от друга. "Междуузлия" отличаются от узлов уменьшением числа землетрясений, а иногда между узлами и внутри них наблюдаются «сейсмические окна», или «бреши». В областях рассеянной (рассредоточенной) сейсмичности во внутриплитных пространствах сейсмические узлы располагаются хаотически. Сейсмоактивные структуры шестого ранга – *сейсмические "линзы"* – это собственно сейсмические очаги. Форма их обычно расшифровывается по анализу афтершоковых областей и зависит главным образом от формы той неоднородности литосферы, которая разрушается или разрушилась в результате конкретного сейсмического события.

Сейсмическая «погода» и сейсмический «климат». Ход сейсмического процесса по времени остается непостоянным и может условно характеризоваться сейсмическим «климатом», «погодой» и «штормами». Термины «климат», «погода» и «буря (шторм)» заимствованы из климатологии и метеорологии, поскольку они адекватно отражают существо временных флуктуаций сейсмического (или какого-либо иного) процесса. Систематизируем эту «стихийную» в сейсмологии терминологию и определим, в каких масштабных рамках мы изучаем современный сейсмический процесс, заведомо зная, что мы далеко ушли в познании сейсмичности за минувшие 10-летия.

Вероятно, следует различать «сейсмический климат», «сейсмическую погоду» и «сейсмические бури (штормы)», что мы и постараемся пояснить ниже.

«Сейсмический климат» – это многолетний (сотни и тысячи лет) режим «сейсмической погоды» в том или ином геодинамическом регионе, определяемый его конкретными геодинамическими условиями. Представления о «сейсмическом климате» складываются на основе статистической обработки результатов исторических и инструментальных наблюдений. «Сейсмический климат» является результатом преобразования, передачи и переноса энергии в различных ее формах: тепловой – за счет трущихся при сейсмическом процессе поверхностей разломов, гидротермальной – за счет нагревания метеорных вод в сейсмоактивной среде, рудообразования – за счет фильтрации флюидов через пористую сейсмоактивную среду, перемещения вещества – за счет сейсмотектонического течения горных масс во время мощных землетрясений. «Сейсмический климат» – одна из важных геофизических характеристик активных в геодинамическом отношении регионов, проявляющаяся в абсолютных, крайних и средних значениях повторяемости землетрясений, вариациях физических полей и флюидного потока из недр Земли, в изменениях ее напряженно-деформированного состояния. Именно изучение «сейсмического климата» может лежать в основе долго- и среднесрочного прогноза землетрясений.

«Сейсмическая погода» – некое состояние сейсмоактивной среды в конкретном месте и в конкретный промежуток времени (месяцы, годы), обусловленное короткотекущими физическими процессами, происходящими при взаимодействии оболочек Земли при тектонических деформациях или физико-химических преобразованиях вещества глубоких недр планеты. «Сейсмическая погода» характеризуется изменениями температуры гидротерм и их газового состава, скоростей крипа на плоскостях активных разломов, краткосрочными изменениями напряженно-деформированного состояния сейсмоактивной среды и характеризующих ее физических полей. Именно эти характеристики, при достаточном наборе статистических данных, являются основой средне- и краткосрочного прогноза «сейсмической погоды». Никакие чисто математические ухищрения при отсутствии достаточного статистического материала, в принципе, не могут претендовать на краткосрочный прогноз «сейсмических бурь (штормов)», под которыми мы понимаем землетрясения с энергией 10¹⁵–10¹⁸ Дж.

Сейсмические структуры – показатель реологических свойств сейсмоактивной среды. Анализируя пространственное распределение очагов землетрясений в площадном смысле, читай и гипоцентров в неком объеме, мы видим, что сейсмоактивный слой (среда) структурирован и в нем выделяются структурные элементы более высоких рангов – сейсмические пояса, сейсмические зоны, сейсмические узлы и т.п. Здесь возникает естественный вопрос – откуда берется эта иерархия структур? Ответ прост – вся сейсмоактивная среда обладает неодинаковой реологией. Напомним, что реологические свойства среды меняются в зависимости от скорости деформаций. Следовательно, структурирование сейсмоактивной среды определяется ее реологией. Какой же параметр сейсмичности может характеризовать эти реологические свойства? Конечно же, график повторяемости землетрясений. Это очевидный факт, который у сейсмологов является известным «табу». Именно здесь начинаются утверждения о его (наклоне графика повторяемости) постоянстве, о недостатке статистики и пр. Утверждают то, что график повторяемости в афтершоковых последовательностях не одно и то же, что график повторяемости в среде в целом. График повторяемости в роевых последовательностях это не то же самое, что график повторяемости в регионе.

Сегодня большинство исследователей склоняется к тому, что мощные землетрясения есть результат сейсмотектонического течения горных масс и прорастания крупных разломных зон. Тогда, вслед за Ю.В. Ризниченко, следует признать, что землетрясения с $M \le 5,5$ связаны с хрупкими деформациями в среде и обусловлены простым смещением блоков вдоль зоны разлома в хрупкой среде. Тогда такие перемещения не должны сопровождаться ни форшоками, ни афтершоками – по условиям. Землетрясения с M ≥ 5,5 связаны с прорастанием разломных зон и сейсмотектоническим течением горных масс. И это соответствует логике рассуждений. Построим некие логические модели двух сейсмических структур – хрупкой (первый вариант) и упруго-пластичной (второй вариант).

В хрупкой среде, где фактически осуществляется скольжение блоков друг относительно друга, по определению, кривая повторяемости землетрясений будет иметь наклон, равный 0,5 или более. Именно это и наблюдается в действительности, если из выборки удалить сильные землетрясения. Больше об этой среде ничего не скажешь. Здесь факт остается фактом.

В условиях сильного землетрясения с $M \ge 5,5$ наклон графика повторяемости всегда будет меньше 0,5. Часто для получения графика повторяемости анализируют всю совокупность данных. Это серьезная ошибка, к сожалению не осмысленная до сих пор. В условиях упруго-пластичной сейсмоактивной среды все происходит иначе. Опять построим логические модели: сильное землетрясение в условиях растяжения – читай в условиях геологического сброса; условиях сдвига, но при растяжении или сжатии и, наконец, сжатия – читай геологического взброса или надвига. Все эти модели, с позиции сейсмических структур будут разными и будут отражать существенно разные реологические свойства среды. Таким образом, снова обсуждается график повторяемости землетрясений.

В условиях чистого растяжения и сброса мы никогда не будем иметь форшоков. Это закономерно и правильно. О реологии среды нам будут говорить афтершоковые последовательности. Их развитие покажет нам те аномалии сейсмоактивной среды, которые до события, по той или иной причине, не были замечены, и не важен объем статистической выборки, он в этих условиях, как правило, недостаточен.

Условия горизонтального сдвига могут порождать две очень разные, по существу, ситуации. В условиях растяжения, скорее всего, не будет форшоков, но будут афтершоки, в условиях сжатия – форшоки и афтершоки будут обязательно. Но в условиях растяжения и сжатия реология среды все равно будет разной и наклон графика повторяемости тоже будет разным.

Условия горизонтального сжатия – взброса или надвига, в геологической интерпретации – форшоки и афтершоки будут обязательно и в совокупности несомненно будут отражать, через наклон графика повторяемости землетрясений, реологию среды.

Таким образом, скептицизм о достаточности или недостаточности статистики превращается в ничто, тем более что никто не определил размер достаточной для того выборки. На мой взгляд, в действительности, эта самая «достоверная статистика» для различных землетрясений будет разной – для одних "короткой", а для других – "длинной", но в том и другом случае она будет достаточной.

Подход к анализу сейсмичности посредством сейсмических структур, исследование закономерностей их развития, учет их объема, флуктуаций сейсмического процесса в терминах сейсмического «климата», «погоды» и «штормов» и ряд прочих обстоятельств позволят выйти на конкретный прогноз сейсмической ситуации в данном конкретном месте на долго- и среднесрочном уровне. Более того, изложенный подход к анализу сейсмичности может дать конкретные сведения о состоянии и изменении реологических свойств сейсмоактивной среды при решении задач современной геодинамики.

В.Е. Левин¹, А.В. Ландер, ² Н.Н. Титков¹

¹ Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия ² Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

КОМАНДОРСКАЯ МИКРОПЛИТА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И GPS-ДАННЫМ

Командорская микроплита (Командорский блок) составляет крайний западный сегмент Алеутской островной дуги на стыке ее с перпендикулярными активными структурами (границами плит) Камчатки. В глобальном масштабе рассматриваемый регион располагается в области конвергентного сочленения трех крупнейших плит: двух "медленных" преимущественно континентальных – Евразийской и Северо-Американской и одной "быстрой" – Тихоокеанской. В окрестности "точки" тройного сочленения от Евразии и Северной Америки обособились две плиты среднего размера: Охотия и Берингия, а также ряд более мелких блоков. Большинство их них перемещаются с низкими, но достаточными для возникновения заметной сейсмической активности относительными скоростями, сохраняя общие кинематические черты движения крупных материнских плит. К числу таких мелких блоков относится и Командорская микроплита. Однако предполагается, что, в отличие от большинства остальных, ее неогеновая история связана с Тихоокеанской плитой [1]. По-видимому, несмотря на то, что в наше время Командорский блок встроен в Алеутскую дугу, его кинематические характеристики продолжают определяться в первую очередь тихоокеанскими движениями.

Структуры Алеутской дуги на протяжении 3400 км отделяют Северо-Американскую плиту (точнее на основном протяжении Берингию) от Тихоокеанской. Вследствие изгиба дуги, характер взаимодействия между плитами вдоль нее постепенно меняется от ортогональной субдукции на востоке до практически чистого правого сдвига на западе. Сответственно закономерно меняется вдоль дуги и степень проявленности зоны субдукции. Надежная наклонная, падающая на север, сейсмофокальная зона наблюдается на западе только до 172 °E, причем на последних 500 км, между 180° и 172 °E, происходит постепенное уменьшение максимальной глубины землетрясений от 250 до 100 км [3]. Отдельные редкие (и не всегда надежно определенные) события с глубинами до ~100 км зарегистрированы под дугой и дальше на северо-запад вплоть до Камчатки, причем эти промежуточные землетрясения, как и в районах субдукции, остаются значительно смещенными в сторону дуги относительно желоба. Эти данные, наряду с общей кинематикой относительных движений крупнейших плит, позволяют предположить, что участки тихоокеанского слэба, погруженные в центральной части Алеутской дуги, могут в дальнейшем продвигаться в северо-западном направлении, оставаясь на постоянной глубине под осевой линией дуги.

Описанная картина взаимодействия Тихоокеанской плиты с Алеутской дугой во всех главных чертах повторяет известную активную тектоническую структуру, развивающуюся на северо-западе Зондской дуги (район Суматры и Андоманского моря), где океаническая Индо-Австралийская плита взаимодействует с континентальной Бирманской. Вдоль Зондской дуги, так же как и вдоль Алеутской, происходит обусловленная изгибом границы постепенная смена субдукции на сдвиг. При этом в Андоманском море на трансформном участке границы плит четко фиксируется наклонная сейсмофокальная зона, падающая под островную дугу. По-видимому, повышенное сцепление с дугой наклонного, но движущегося в горизонтальном направлении слэба привело в Зондской дуге к отделению от нависающей Бирманской плиты тонкой "щепки" (sliver) – узкой микроплиты, перемещающейся вдоль глубоководного желоба и островной дуги, в направлении движения океанической плиты, но с меньшей, чем последняя, скоростью. Именно с крупной мгновенной подвижкой "щепки" были связаны катастрофические землетрясение и цунами 26 декабря 2004 г. Поэтому сходство тектонических процессов в Зондской и Алеутской дугах заставляет очень серьезно отнестись к изучению движений последней, где также, по-видимому, существует аналогичная (хотя и меньшего размера) "щепка" – Командорская микроплита.

Морфологически Командорский блок (рисунок) встроен в Алеутскую островную дугу, являясь ее северо-западным окончанием. Однако в районе 169°-170° восточной долготы полоса сейсмичности, проходящая по юго-западному склону дуги, раздваивается, частично переходя на северо-восточный берингийский борт Командорского блока и отделяя его в современной структуре от остальной Алеутской дуги. В результате Командорская микроплита ограничена с северо-востока и юго-запада двумя узкими параллельными сейсмическими поясами [3, 4]. Сейсмичность северовосточной границы микроплиты концентрируется вдоль разлома Беринга, протянувшегося на океаническом основании непосредственно у подножья склона Командорского шельфа. Землетрясения на юго-западной границе происходят вдоль Алеутского желоба и параллельного ему разлома Стеллера (на западе микроплиты). За столетний интервал инструментальных наблюдений сейсмическая активность северо-восточной границы Командорской микроплиты в целом несколько превосходит активность юго-западной границы. Возможно, это связано с неполнотой накопленной статистики и, в частности, с длительным затишьем, наблюдаемым на склоне желоба юго-восточнее Командорских о-в. На обеих параллельных границах Командорской микроплиты в очагах землетрясений преобладают правые сдвиги [5]. Это указывает на то, что узкая, вытянутая микроплита скользит на северо-запад параллельно движению Тихоокеанской плиты, отставая от последней. На северо-западе Командорская микроплита сталкивается с Камчаткой. Это подтверждается тем, что на небольшом "торцовом" участке в районе мыса Африка наблюдаются взбросовые механизмы землетрясений. Относительно глубокие (до 100-120 км) землетрясения, зафиксированные в Командорском блоке, на сегодня плохо изучены и не позволяют оценить форму его возможной нижней границы.

В отличие от сейсмологической информации, позволяющей судить о форме Командорской микроплиты и приблизительном направлении движения, данные GPS позволяют построить значительно более надежную количественную оценку вектора ее скорости. Впрочем здесь имеются

определенные трудности, связанные с отсутствием на сегодня надежных моделей движения прилегающих плит: Охотии и Берингии. Главные оценки движения Командорской микроплиты могут быть получены путем комбинации двух групп данных: во-первых, по непосредственным измерениям, полученным Камчатской региональной сетью GPS (KAMNET), одна из станций которой располагается в центральной части Командорского блока, во-вторых, с использованием модели движения крупных плит: Евразийской, Северо-Американской, Тихоокеанской, построенных по GPS-измерениям на станциях, удаленных от рассматриваемого региона. Ниже приведены основные результаты этих оценок в системе координат неподвижной Евразийской плиты в рамках модели GSRM v1.2 [6, 7].



1 – Командорская микроплита; 2 – средние тензоры сейсмического момента на границах Командорской микроплиты, рассчитаны на основе [5]; 3 – вектор скорости Командорской микроплиты относительно Камчатки по данным GPS; 4 – вектор скорости Тихоокеанской плиты относительно Камчатки, модель GRSM 1.2 [7].

Согласно модели, Тихоокеанская плита в районе Командорского блока движется относительно Евразии примерно на северо-запад со скоростью 79 мм/год. Скорость Командорской микроплиты (станция BRNG) относительно Евразии составляет 55 мм/год (период 2006–2008 гг., а также более ранний [2]), причем направления Тихоокеанского и Командорского векторов отличаются всего на 1°. Соответственно скорость "отставания" Командорской плиты от Тихоокеанской составляет 24 мм/год. Сравнение двух последних величин показывает, что Тихоокеанская плита оказывает большее влияние на движение Командорской, чем расположенная севернее Берингия.

Камчатка, в направлении которой движется Командорский блок, располагается на Охотской плите. Однако Восточная Камчатка подвержена значительному влиянию Тихоокеанской плиты, повидимому, возникающему в результате их сцепления в зоне субдукции. В промежутках между сильными землетрясениями станции, расположенные на Восточной Камчатке, смещаются также приблизительно на северо-запад со скоростями 10–20 мм/год, а в момент сильного землетрясения практически мгновенно перемещаются в обратную сторону. Амплитуда этих перемещений закономерно убывает при удалении к западу от зоны субдукции. В результате большую часть времени скорость Командорской микроплиты относительно ближайших районов Камчатки оказывается ниже приведенного выше значения. Для ближайшей станции КВG, расположенной на полуострове Камчатского мыса, эта относительная скорость составляет 36 мм/год.

Таким образом, как сейсмологические данные, так и GPS-измерения подтверждают для Командорской микроплиты изложенную выше модель "щепки", движущейся на северо-запад вдоль трансформной границы под преимущественным влиянием Тихоокеанской плиты и упирающейся во фронтальном торцовом сочленении в полуостров Камчатский мыс.

Литература

Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172, Copyright 2007 by the American Geophysical Union. 10.1029/172GM09. P. 56–64.
- 2. Левин В.Е., Гордеев Е.И., Бахтиаров В.Ф., Касахара М. Предварительные результаты GPS мониторинга на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1 С. 3–11.
- 3. USGS National Earthquake Information Centre, ftp://hazards.cr.usgs.gov/edr/mchedr/.
- Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 1962–2006.Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН.
- 5. Global CMT catalog, http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html.
- Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophys. J. Int. 2003. 154. P. 8–34.
- 7. Plate Motion Calculator, http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/.

В.Л. Леонов Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ В КАРЫМСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ЦЕНТРЕ, КАМЧАТКА

В январе 1996 г. вблизи Карымского вулкана на Камчатке произошел рой сильных коровых землетрясений [1, 9]. Практически одновременно с землетрясениями началось извержение двух вулканов, расположенных в 6 км друг от друга: Карымского и в кальдере Академии Наук [8, 9]. Обследование территории летом 1996 г. показало, что на поверхности сформировалось множество трещин и разломов [4]. На рисунке показано положение наиболее крупных разломов, которые в большинстве случаев являются взбросами и имеют простирание 10–20° ССВ (таблица).



Участок, где в начале января 1996 г. сформировались наиболее крупные поверхностные разрывы.

Слева – обзорные схемы (*a*, *б*) района исследований. 1 – вулканы (*a*), кальдеры (*б*); 2 – разрывные нарушения позднеплейстоцен-голоценового возраста (I, II – обособленные группы разрывов: I – Жупановско-Карымская, II – Мало-Большесемячикская); 3 – лавовые потоки позднеплейстоцен-голоценового возраста; 4 – термальные источники. Прямоугольником в центре (*в*) показан участок, где были выявлены наиболее крупные разрывы (показан на схеме справа). 1 – разрыв и его номер; 2 – эрозионные уступы, ограничивающие кальдеры Карымскую (вверху), Академии Наук (внизу) и ущелье реки Карымской (в центре); 3 – шлаковые, лавовые конусы, некки; 4 – основной центр извержения, произошедшего в Карымском озере 2-3 января 1996 года; 5 – мелкие эксплозивные и провальные воронки, образовавшиеся вблизи основного центра извержения в Карымском озере; 6 – меридиональная зона растяжения и проседания.

				Наклон пло	скости		
№ раз-	Прости-	Длина, м	Амплитуда	сместит	еля	Тип раз-	Раздвиговая
рыва	рание,		вертик. пере-	Направление,	Угол,	рыва	составляю-
	град.		мещения, см	румб	град.		щая, см
Ι	0–10	400	85	В	80	сброс	20-50
	25-30*						
II	0	700	80-375	3*	80-82	взброс*	До 250
		1800***		B**		сброс**	
III	30-70	40	20	ЮВ	80	сброс	До 60
IV	20-45	60	10*	ЮВ	63-80	сброс	До 60
			40-50**				
V	0	400	130	3	75-82	взброс	До 100
VI	25-30	100	30	C3	76	взброс	До 50
VII	10-15	1200	16-20	В	70–75	взброс	До 50
VIII	15-17	170	3–4	3	70-80	взброс	-
IX	20	250	40-50	3	70-80	взброс	-
Х	20-25	200	50-70	ЮВ	70	взброс	-
	40**		20**			_	
XI****							
XII	20	150	10	В	81	взброс	_

Характеристика наиболее крупных разрывов, сформировавшихся в январе 1996 г. вблизи вулкана Карымский

Примечание. * – данные о разрыве в северной части вулкана, ** – данные о разрыве в его южной части, *** – длина разрыва с учетом предполагаемого его продолжения на юг, к центру извержения в Карымском озере, **** – зона мелких разрывов.

Изучение условий формирования разрывов позволило выявить основные особенности произошедших деформаций, перечисленные ниже. 1. Деформации проявились на территории размером не менее 14 х 7 км, при этом они не были ограничены какими-то локальными поверхностными структурами – постройками вулканов или кальдерами, они как бы наложились на них и охватили как эти структуры, так и пространства между ними. 2. В результате произошедших событий на поверхности сформировался не один разлом, а множество относительно небольших разрывов, рассредоточенных на большой площади. 3. Сформировавшиеся разрывы не были ориентированы радиально по отношению к каким-либо вулканам или в целом к Карымскому вулканическому центру, большинство из них были параллельны друг другу и имели простирание около 20° ССВ. 4. Деформации носили блоковый характер, при этом выделившиеся блоки не были новыми образованиями, все они сформировались на предыдущих этапах развития, в основном в связи с процессами кальдерообразования. 5. Движения блоков не были однородными, некоторые блоки опустились, и на их границах сформировались сбросы, другие блоки испытали поднятие, и на их границах (и на них) сформировались взбросы, наконец, были блоки, которые сместились горизонтально, преимущественно в восточном направлении, и на их западных границах образовались раздвиги. 6. Выделяется два этапа деформаций: на первом этапе сформировались преимущественно поднятия и разрывы взбросового типа, на втором этапе – преимущественно опускания, сбросы и горизонтальные перемещения.

Предполагаемый механизм произошедших деформаций представляется следующим. Связь деформаций с извержением лав базальтового и риолитового состава [8] и то, что деформации произошли в центре области, которая по многолетним геодезическим наблюдениям являлась областью максимальных деформаций растяжения [6, 7], позволяют предполагать, что все эти явления непосредственно связаны с магматизмом. В работе [9] показано, что первопричиной произошедших событий могло явиться повышение давления в промежуточном магматическом очаге, расположенном на глубине 13–23 км. Но почему разрывы, сформировавшиеся на поверхности, не имели осесимметричного распространения? Это должно было бы быть, если бы появление разрывов было связано только с действием избыточного давления в очаге. Большинство вновь сформировавшихся разрывов имеет устойчивое северо-северо-восточное простирание, и это, скорее всего, связано с действием регионального поля напряжений, имеющего на Камчатке северо-северо-восточную ориентировку оси максимального горизонтального сжатия [3]. Выделяя два этапа деформаций, мы считаем, что поле напряжений для них существенно отличалось. На первом этапе ось максимального напряжения (σ_1) была ориентирована вертикально (ее направление определялось избыточным давлением магмы), оси среднего и наименьшего напряжения (σ_2 и σ_3) были ориентированы горизонтально, при этом ось максимального горизонтального напряжения (σ H max), соответствующая σ_2 , имела северо-северовосточное простирание (около 20° CCB). На втором этапе деформаций, по-видимому, произошла переориентировка осей главных напряжений. Возникшие на этом этапе просадки свидетельствуют, что избыточное давление магмы в очаге исчезло. Судя по тому, что на этом этапе ясно проявились горизонтальные перемещения и при этом были образованы пологие сбросы и раздвиги, ось максимального напряжения в это время приобрела, по-видимому, горизонтальную ориентировку (стала соответствовать σ H max). Эти вновь возникшие условия, когда горизонтальное сжимающее напряжение оказалось выше, чем вертикальные напряжения, должны были остановить распространение магмы вверх и способствовать ее внедрению по горизонтали. При этом, поскольку ось максимального сжимающего напряжения имела северо-северо-восточную ориентировку (около 20° CCB), то горизонтальные внедрения магмы должны были происходить в направлении, перпендикулярном к этой оси.

В целом произошедшие деформации могут быть удовлетворительно объяснены, если их связать с магматизмом и рассматривать как следствие повышения давления в системе магматических очагов, существующих в недрах этого района. Попытки объяснить произошедшие деформации с иных позиций, в частности признавая, что основное событие было чисто тектоническим [1], повидимому, менее удачны, так как остается неясным, какова природа этих тектонических движений. Если это региональное горизонтальное поперечное растяжение, как это предполагается в [2, 10], то это не согласуется с преимущественно взбросовой подвижкой, произошедшей в рассматриваемом районе. Нет оснований также рассматривать эти деформации как результат левостороннего сдвига, что можно было бы предполагать из анализа механизма очага произошедшего одновременно с этими деформациями землетрясения с M = 7,0 [1]. Сдвиговых перемещений в данном районе ни по старым, ни по новым трещинам и разломам обнаружено не было [4, 5].

Литература

- 1. Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Касахара М. и др. Сейсмические явления, связанные с извержениями вулканов Карымский и в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 28–48.
- 2. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестник МГУ. Геология. 1974. № 3. С. 3–20.
- 3. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- 4. Леонов В.Л. Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями, произошедшими в Карымском вулканическом центре 1–2 января 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 113–129.
- 5. Леонов В.Л., Иванов В.В. Землетрясения Карымского вулканического центра и их связь с тектоникой // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 24–40.
- 6. Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е. и др. Деформации земной поверхности в связи с сейсмической и вулканической активностью в Карымском вулканическом центре в январе 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 97–112.
- 7. Магуськин М.А., Шароглазова Г.А. Деформации земной поверхности Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 90–110.
- Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38–70.
- 9. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–37.
- 10. Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78–87.

Р.М. Лобацкая¹, Т.Г. Краснораменская²

¹ Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

² Экологический центр рационального освоения природных ресурсов СО РАН, Красноярск, Россия

ОБЪЕМНЫЕ РАЗЛОМНО-БЛОКОВЫЕ МОДЕЛИ, РЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Авторами была предложена ГИС-технология, базирующаяся на совмещении программных средств и цифровой модели рельефа GlobalMapper с инструментарием программных средств ArcGIS, что позволило на примере обработки данных по разломно-блоковым структурам Алтае-Саянской складчатой области (АССО) перейти от построения двумерной неотектонической разломно-

блоковой модели территории к трехмерной и выделить в строении земной коры ACCO на глубину три слоя с различной раздробленностью и мощностью (рисунок) – первый (верхний), второй (средний), третий (нижний).



Первый (верхний) слой рассекается локальными, региональными и генеральными разломами. Он имеет наиболее неоднородное строение, невыдержанную мощность и резко изменчивую конфигурацию подошвы. Второй (средний) слой представлен рассекающими его региональными и генеральными разломами. Конфигурация подошвы второго слоя более выдержанна, чем у первого, хотя мощность его также изменчива и варьируется от 5 км до 25–30 км. Третий (нижний) слой представлен только генеральными разломами. Он характеризуется наиболее выдержанным строением, слабоволнистой поверхностью подошвы, значения мощностей варьируются от 3 км (структуры юговосточного окончания Западно-Сибирской плиты) до 20 км (горно-складчатые сооружения). Подошва нижнего слоя соответствует в целом границе Мохо.

Создание трехмерной неотектонической разломно-блоковой модели для целей сейсмического прогноза методологически обосновано тем обстоятельством, что верхние, средние и нижние части литосферы, как известно, реагируют на активизацию тектонических движений по-разному: упругим (хрупким), упруго-вязким, вязким разрушением. Выделение в результате моделирования трех поразному деструктированных слоев дало основание для количественной оценки послойного характера нарушенности среды, для чего были математически рассчитаны показатели деструкции для каждого из них. Расчет производился по следующим формулам:

для верхнего слоя: $D_{s_1} = \Sigma (L_{ilc} \ x \ H_{ilc}) + \Sigma (L_{irg} \ x \ H_{irg1}) + \Sigma (L_{ign} \ x \ H_{ign1}) / \Sigma (S_{i \ блока1} \ x \ H_{i \ блока1}),$ для среднего слоя: $D_{s_2} = \Sigma (L_{irg} \ x \ H_{irg2}) + \Sigma (L_{ign} \ x \ H_{ign2}) / V_{2,}$ для нижнего слоя: $D_{s_3} = \Sigma (L_{ign} \ x \ H_{ign3}) / V_{3,}$

где Ds – величина деструкции соответствующего слоя, L_i – длина разломов (lc – локальных, rg – региональных, gn – генеральных), рассекающих слой, $H_{i\ (1,2,3)}$ – глубина разломов разного ранга в соответствующем слое, $S_{i\ блока\ 1}$ – площади блоков верхнего слоя, $H_{i\ блокa\ 1}$ – мощности блоков верхнего слоя; V_2 – объем среднего слоя; V_3 – объем нижнего слоя. Использование разных формул для величины деструкции в слоях 1, 2, 3 объясняется тем, что для верхнего слоя четко известен его объем, для среднего слоя; блоков вычитанием из суммарного объема блоков второго ранга объема блоков второго ранга. Средний показатель деструкции для верхнего слоя оказался равным 0,12 ед/км³, для нижнего слоя 0,007 ед/км³.

Таким образом, первый слой является высокодеструктированным, второй – среднедеструктированным, третий – низкодеструктированным. Полученные значения деструкции отражают реальный характер раздробленности АССО на глубину и объясняют неравнозначную способность разно-

глубинных слоев земной коры к продуцированию сейсмичности, которая, как известно, тесно связана со способностью слоев земной коры к высвобождению упругой энергии при разрушении.

Теоретически различные способности твердых тел к разрушению соответствуют реологическим телам подобия. В зависимости от решаемых задач используют либо три простые модели (тела Гука, Сен-Венана и Ньютона), либо три сложные реологические модели, наиболее полно отражающие возможные состояния земной коры (тела Кельвина, Максвелла и Бингама). Существование реологической расслоенности в земной коре объясняется изменением физических свойств горных пород с глубиной, вследствие изменения термодинамических условий. Глубина распространения упругого (тело Кельвина), упруго-вязкого (тело Максвелла) и вязкого (тело Бингама) разрушения в каждой конкретной геологической области меняется в зависимости от характера присущего ей тектонического режима, соответствующих ему нагрузок и распределения полей тектонических напряжений.

Полученные количественные показатели деструкции для трехслойной разломно-блоковой модели ACCO позволяют условно соотнести каждый из выделенных слоев, в соответствии с характером разрушения в нем, с реологическими телами подобия.

Сопоставление реологической модели с геофизическими данными показывает высокую сходимость некоторых характеристик. Так, наиболее высокая сопоставимость отмечается для данных по обобщенной прочности литосферы, полученной В.С. Захаровым (1966). Скачкообразное изменение прочностных характеристик происходит на подошве слоев 1 и 2. При приближении к этим границам отмечается падение прочности, а затем столь же резкое ее нарастание. Средняя прочность скачкообразно нарастает от верхнего слоя к нижнему. Несколько менее отчетливая, но также высокая сходимость положения нижних границ слоев отмечается при сравнении с положением внурикоровых сейсмических границ в модели Н.И. Павленковой. Имеющиеся данные Е.Е. Золотова по положению сейсмических границ в разрезе земной коры АССО К₁ и К₂ позволяют соотнести их с интервалом залегания подошвы верхнего высокодеструктированного слоя, к которому приурочен сейсмоактивный слой на данной территории. Граница К₄ коррелирует с подошвой второго среднедеструктированного слоя.

Кривые теплового потока и плотности нарастают постепенно и сопоставление с этими кривыми не «отбивает» четких границ, хотя вполне согласуется с общим характером раздробленности обратными зависимостями: наиболее высоким показателям раздробленности соответствуют наиболее низкие значения теплового потока по данным А.В. Поспеева и плотности по Б. Болту.

Имеющиеся электроразведочные, сейсморазведочные данные и результаты плотностного моделирования по ACCO в осредненном виде соответствуют положениям расчетных границ между слоями. Сопоставление с геофизическими данными и высокая сходимость результатов свидетельствуют, с одной стороны, о достоверности полученной трехслойной модели деструкции ACCO, а с другой – говорят о том, что этот регион является типичным для континентальной коры.

Рассмотренная выше реологическая модель земной коры ACCO имеет большое значение для анализа сейсмичности, поскольку неравнозначная способность разноглубинных слоев земной коры к разрушению, в конечном итоге, отражает и ее неравнозначную способность к продуцированию сейсмичности.

В трехмерной неотектонической разломно-блоковой модели средний показатель деструкции земной коры (Ds,) изменяющийся от 0,12 ед/км³ в первом до 0,012 ед/км³ во втором и 0,007 ед/км³ в третьем слое, позволяет идентифицировать каждый из них с реологическими телами подобия, характеризующимися различной способностью к накоплению упругой энергии (тела Кельвина, Максвелла и Бингама).

Сейсмоактивный слой в АССО приурочен к нижней части высокодеструктированного слоя, подобного телу Кельвина, с показателем деструкции не выше 0,16 ед/км³, и к верхней части среднедеструктированного слоя, подобного телу Максвелла, с показателем деструкции не ниже 0,013 ед/км³ [1].

Величина суммарной сейсмической энергии, выделившейся в сейсмоактивном слое, обратно пропорциональна уровню деструкции (рисунок). Наиболее высокие значения коэффициента корреляции, полученные в верхнем слое, характерны для очаговых зон, где он составляет -0.9. Для территории с неравномерной рассеянной сейсмичностью он составил -0.6. Зависимость между уровнем деструкции и суммарной сейсмической энергией (log E), выделившейся в сейсмоактивном слое, описывается уравнением вида: logE = -33.093Ds₁ +13.473. Корреляционный анализ в слое 2 дал малозначимый коэффициент корреляции, уравнение зависимости имеет вид: logE = -818.17 Ds₂ + 20.264. Для очаговых зон он составил – 0.6; для областей с рассеянной сейсмичностью корреляция не отмечается. Таким образом, при сопоставлении двумерной и трехмерной моделей разломно-блокового строения АССО с характером сейсмичности установлены критерии, позволяющие обоснованно подходить к сейсмическому мониторингу и проектированию мероприятий по обеспечению сейсмобезо-пасности Красноярского края.

Литература

Лобацкая Р.М., Краснораменская Т.Г. Объемная неотектоническая модель Алтае-Саянской складчатой области как основа для анализа и прогноза сейсмичности // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук «Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. Вып.6 (32). С. 132–142.

П.С. Мартышко, В.А. Пьянков Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ УРАЛА

Изучение аномальных вековых вариаций геомагнитного поля позволяет определить природу генерирующих их тектонических процессов и дает возможность ответить на вопрос о динамике тектонических сил, приводящих в движение блоки земной коры. Наиболее актуальной задачей является исследование пространственно-временных особенностей аномального векового хода, связанных с фоновой тектонической активностью. Изучение регионов с фоновой тектонической активностью интересно отсутствием соблазна увязать наблюдаемые тектономагнитные эффекты с необозримым множеством сейсмических событий и возможностью изучения всех фаз развития деформационного процесса. Этими фазами, предшествующими разрушению массива горных пород, являются образование деформационных доменов, последующая фрагментация и формирование полос локализации деформаций, представляющих собой зоны диссипации энергии тектонических напряжений [1, 2]. Наиболее интенсивно диссипация тектонической энергии происходит на участках дизъюнктивных нарушений, представляющих собой высокопроницаемые блоки земной коры, в которых может наблюдаться активная миграция разного рода флюидов и газов.

Исследование взаимосвязи аномальных вековых вариаций с фоновыми тектоническими процессами, протекающими в земной коре, позволяет решить вопрос о возможности применения магнитометрии в комплексе с другими геолого-геофизическими методами для изучения динамики тектонических напряжений и связанных с ней диссипативных явлений. Познание закономерностей тектонического развития изучаемого региона имеет принципиальное значение для сейсмического районирования. В результате многолетних исследований на территории Среднего и Южного Урала выделены субмеридиональные протяженные аномалии векового хода геомагнитного поля Т. Это Буткинская АВХ, пространственно совпадающая с Зауральским поднятием, и Башкирская АВХ, совпадающая со структурами Предуральского краевого прогиба [3]. Отличительная особенность этих протяженных субмеридиональных зон – изменение знака приращений аномального векового геомагнитного поля во времени $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T) - 10-15$ нТл/год – для Башкирской аномальной зоны достигают на северных субширотных профилях (район г. Уфы). Эти изменения происходят на фоне нормального поля с амплитудами ±2 нТл/год. Анализ статического магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах аномального векового хода (ABX) блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами. Это позволило исключить из рассмотрения пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается альтернатива – гипотеза о связи аномальных вековых вариаций Т с внутриземными токами электрокинетической природы. Известно, что появление на земной поверхности ABX электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей или границ со скачком коэффициента потенциала течения.

В результате экспериментальных исследований установлено, что выделенные зоны ABX пространственно совпадают с участками повышенной электропроводности земной коры, которые, в свою очередь, приурочены к серии полос локализации сдвиговых деформаций [3]. Эти полосы проявляются как высокопроницаемые дизъюнктивные нарушения. В рамках гипотезы электрокинетической природы Башкирской и Буткинской ABX была получена структурно-динамическая модель строения и развития как Предуралького краевого прогиба, так и Зауральского поднятия. Модель представляет собой проницаемый влагонасыщенный протяженный блок земной коры, оканчиваюцийся высокопроницаемым дилатирующим включением. Вся система помещается в слабопроницаемой матрице и подвергнута воздействию переменных тектонических напряжений. В этом случае дилатирующее включение развивается при недренажных условиях деформирования. Т.е. скорость развития аномальных деформаций дилатирующего включения существенно выше скорости фильтрации порового флюида. В этом случае на начальном этапе деформационного процесса в зоне дилатирующего включения возникает участок земной коры с аномально низким давлением поровых вод. Это способствует движению порового флюида, возникновению электрокинетических токов и, следовательно, аномальных геомагнитных вариаций.



Динамика аномального магнитного поля в зонах ABX в рамках рассматриваемой модели отражает закономерности развития дилатирующих включений, проявляющиеся при стабилизирующем действии поровых вод и проходящие в виде эпизодического крипа. Тогда в зонах аномалий электрокинетической природы на Урале диссипация энергии тектонических напряжений должна происходить в основном путем асейсмического крипа. Это следует из сути тектонического процесса и поэтому вряд ли является особенностью слабосейсмичного Уральского региона. Этот фундаментальный вывод нашел свое экспериментальное подтверждение только в настоящее время, когда за период 2000–2007 гг. было зарегистрировано более 2000 землетрясений, причем все они, как правило, располагаются внутри Уральской структуры, ограниченной с запада и востока зонами ABX – участками интенсивной диссипации энергии тектонических напряжений. Отметим, что при изучении ABX электрокинетической природы на Тянь-Шане [4] получена зависимость между сейсмической активностью A_{10} и квадратом амплитуды аномальных вековых вариаций $\delta(\Delta T)^2$. Анализ эмпирической зависимости описывается уравнением

$$A_{10} = [-0.075(\delta\Delta T)^2 + 35 \pm 4] 10^{-2}$$

и подтверждает наши выводы об универсальности особенностей диссипации энергии тектонических напряжений в зонах ABX электрокинетической природы. В таких аномальных зонах диссипация энергии тектонических напряжений больше, чем на окружающей территории, следовательно, суммарная энергия, выделившаяся в виде землетрясений, меньше. Таким образом, подтвержденная для слабосейсмичного Урала закономерность является общей и для высокосейсмичных регионов.

Литература

- 1. Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформируемом твердом теле // ДАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 35–38.
- 2. Гриняев Ю.В., Панин В.Е. Полевая теория дефектов на мезоуровне // ДАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 37-39.
- Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала // Прогноз землетрясений. № 7. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы. Душанбе – Москва: Дониш, 1986. С. 234–248.
- Поляков А.В. Анализ связи отклонений вековой вариации геомагнитного поля с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими параметрами (на примере Северного Тянь-Шаня): Автореф. кандидатской диссертации. М., 1976. 21 с.

С.Б. Николаева

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ (СЕВЕРНАЯ ОКРАИНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Новейшие, в том числе и голоценовые, движения земной поверхности Балтийского щита обусловлены региональным сводовым гляциоизостатическим поднятием территории, имеющим унаследованный характер, остаточными послеледниковыми вертикальными движениями и горизонтальным сжатием со стороны спрединга. Изобазы поздне- и послеледникового поднятия для рассматриваемой территории реконструировались неоднократно и базировались на изучении высотного положения террас, развитых на побережьях Кольского полуострова. Однако до настоящего времени дискуссионным вопросом остается роль гляциоизостазии в неотектонических движениях Балтийского щита и ее связи с сейсмичностью, особенно в таких районах, как Кандалакшский залив. В новейшем структурном плане тектоническая впадина Кандалакшского залива наследует и возрождает рифейский грабен. Она входит в состав Беломорской палеорифтовой системы, рассекающей восточную часть Балтийского щита, расположенного на севере Восточно-Европейской платформы, и является одной из наиболее активных структур как в тектоническом, так и сейсмическом плане.

В последнее время проведены значительные работы по изучению неотектонических перемещений северо-восточной части Балтийского щита [1, 2]. На основе анализа графиков относительного перемещения береговой линии Баренцева и Белого морей и составленных на их основе схем изобаз поднятия был сделан вывод, что в позднеледниковье и в голоцене побережья Кольского полуострова испытывали затухающее во времени гляциоизостатическое поднятие, которое имело куполообразную форму. Скорость поднятия территории в изученных районах Беломорского побережья в период 10000–8000 лет тому назад была максимальной и составила 3,7 см/год, установлено замедление поднятия от позднеледниковья к современности. Следует отметить, что если на баренцевоморском и беломорском берегу Кольского полуострова изобазы секут береговую линию, то на южном берегу Кандалакшского залива они располагаются субпараллельно побережью, вероятно вследствие проявления собственно тектонического поднятия побережья относительно вершины залива. Собственно тектонические нисходящие движения проявились в котловине Белого моря и, по меньшей мере, частично захватили его южное побережье.

Хотя полученных материалов явно недостаточно для определения масштаба и интенсивности неотектонических движений в районе Кандалакшского залива и обоснованного суждения о динамике перемещения всего южного побережья Белого моря [3], тем не менее полученные данные свидетельствуют, что на фоне общего регионального поднятия в голоцене имели место отдельные блоковые перемещения, не связанные с процессами гляциоизостазии. О локальных поднятиях Колвицких и Кандалакшских тундр, расположенных на Кольском побережье Кандалакшского залива, указывают и геоморфологические данные [4].

О тектонической активности района Кандалакшского залива в позднем плейстоцене и голоцене свидетельствуют многочисленные расколы кристаллического фундамента и разрывные нарушения в пределах блоков и микроблоков, в том числе и палеосейсмодеформации. Сейсмогенные нарушения в рельефе, выделенные ранее по данным дешифрирования аэрофотоматериалов [5], были заверены в последние годы полевыми исследованиями в районах Колвицких, Домашних тундр, Порьей губы, ос. Умба [6], а автором настоящего сообщения – в Кандалакшских и Лувенгских тундрах. В изученных районах сейсмогенный фактор участвует в формировании крутых склонов, осложненных срывами и сбросовыми уступами, в поддержании существования ранее образованных трещин, ущелий и рвов, в дальнейшем разрушении отдельных блоков кристаллических пород и др. Значительный вклад в формирование рельефа внесли сейсмообвалы, особенно на подводных береговых склонах.

Среди сейсмогенных нарушений рельефа можно выделить три возрастные группы: доледниковые (от 10–11 тыс. лет и древнее, без точного определения времени), послеледниковые (условно 9 – 5 тыс. лет) и современные (последние тысячелетия-столетия). К доледниковым формам рельефа относятся уступы, ущелья и скальные рвы со следами сейсмогенного воздействия, протяженностью первые сотни метров – первые километры. Послеледниковая группа нарушений представлена срывами (нередко с обратными углами наклона) в сочетании со сбросо-обвалами, выколами, столбами отседания, зияющими трещинами и др. В пределах массивов фиксируются вертикальные смещения отдельных блоков пород на десятки сантиметров, а иногда и на несколько метров. Среди относительно молодых нарушений рельефа (первые тысячи лет) можно выделить трещины как в скальных уступах, так и в почвенно-растительном слое и торфе. Глубина их составляет сантиметры – первые десятки сантиметров. Высокая механическая прочность кристаллических пород, подвергшихся нарушениям, размеры и морфология деформаций указывают, что такие формы рельефа, как сбросо-обвалы, выколы, некоторые разрывы, были образованы при сотрясениях силой 8 и более баллов по шкале MSK-64 [7].

В расположении позднеледниковых и голоценовых тектонических разрывов преобладают северо-западные и северо-восточные направления, совпадающие с основными геологическими структурами этого района, подчиненное значение имеют разрывы субмеридионального и субширотного простирания. В исследованных участках разгрузка тектонических напряжений в послеледниковое время происходила по зонам трещиноватости в условиях преимущественных растяжений и сдвигов. Имеющиеся достоверные геологические данные о сдвиговой тектонике относятся в основном к докайнозойскому этапу развития района Кандалакшского залива. О горизонтальных смещениях в новейшее время имеются лишь единичные факты. На слабые горизонтальные перемещения отдельных блоков побережья Белого моря указывают морфометрические данные, появившиеся в последние годы [8]. В последние тысячелетия–столетия и в настоящее время происходит спад уровня сейсмичности. По берегам Кандалакшского залива регистрируются землетрясения с магнитудой M< 4. Среди них более высокой интенсивностью выделяются события 1627 г. (M=6,5, I_0 =8), эпицентр которого располагался в Беломорской котловине, и 1967 г. (M=4,8, I_0 =5–6) [9].

Исследования голоценовых движений указывают на значительную тектоническую составляющую в районе Кандалакшского залива, имевшую место в общем гляциоизостатическом поднятии, скорости которого постепенно снижались от позднеледниковья к послеледниковью и к настоящему времени. В этих же временных рамках происходит резкое снижение энергетического уровня и пространственного размещения очагов землетрясений. В итоге сейсмичность района, прилегающего к тектонической впадине Кандалакшского залива, представляется результатом взаимодействия различных факторов (или их совокупности) в разные интервалы голоцена. В период раннего голоцена интенсивность землетрясений была намного выше, чем в современное время. В этот период ведущая роль в разрывообразовании и сейсмичности, вероятнее всего, принадлежит напряжениям, возникающим в результате гляциоизостатического поднятия территории, подчиненную роль играют собственно тектонические причины. По мере уменьшения влияния гляциоизостатического эффекта сейсмичность района, по-видимому, была обусловлена в равной мере как постледниковым эффектом, так и тектоническими дифференцированными движениями отдельных блоков. В последние тысячелетия ведущая роль в разрывообразовании и возникновении сильных землетрясений перешла от вертикально направленных сил гляциоизостазии к горизонтальным сжимающим напряжениям. На это указывают и решения механизмов очагов современных землетрясений [9]. Однако все эти вопросы носят дискуссионный характер, поскольку ресурс гляциоизостатического поднятия, по мнению многих исследователей, не исчерпан и по настоящее время.

Литература

- 1. Corner G.D., Kolka B.B. Yevzerov V.Ya., Moeller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins at Polyarny (Kola Fjord), Northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 155–177.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15–25.
- Колька В.В., Евзеров В.Я. Реконструкция неотектонических перемещений и палеогеография Беломорской котловины в позднеледниковье и голоцене // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: РГГУ, 2007. Т. 1. С. 73–176.
- Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука. Ленингр. отд., 1969. С. 96–111.
- 5. Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геологотектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
- 6. Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 3. С. 44–48.
- Никонов А.А. Палеосейсмологический подход при сейсмическом районировании и оценке сейсмической опасности // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН. Вып. 2–3. 1995. С. 46–62.
- Авенариус И.Г. Некоторые примеры новейших горизонтальных тектонических движений в Западной Арктике // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Т. І. Межд. геологич. конференция, г. Казань, 13–16 ноября 2007 г. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 2007. С. 9–13.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

А.А. Никонов, С.В. Шварев Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

ОСНОВНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ

После Алтайского землетрясения 2003 г. особое внимание уделяется изучению сейсмогенерирующих структур и их роли в потенциальной сейсмической опасности [1, 2]. Стремясь к уточнению пространственно-временных параметров сильных землетрясений и соотнесению их с активными разломами, авторы постарались мобилизовать доступный материал по трем главным разделам, а именно, по проявлениям новейшей и молодой разрывной тектоники, в том числе при современных, исторических и палеоземлетрясениях, и собственно по сильным землетрясениям в регионе за последние примерно 250 лет и тем самым дать новое приближение к выяснению соотношений тектонических и сейсмических данных.

Представленная схема активных разрывных структур (рисунок) обобщает материалы различных исследователей [3, 1, 4–6]. В пределах Алтая и прилегающих территорий обнаружены и закартированы как сейсмотектонические проявления – сейсморазрывы, так и сейсмогравитационные – крупные скальные обвалы [3, 5, 7, 8], которые также нашли отражение на схеме. Дополнительно нанесены места обвалов по указаниям авторов XIX – начала XX в. Для уточнения пространственного положения и определения взаимоотношений новейших разрывных нарушений осуществлен анализ дистанционных изображений, позволивший выявить как общие особенности линеаментной сети территории, так и детальное строение ряда разрывных нарушений. В пределах линеаментных зон выделены участки со свежим геоморфологическим обликом, интерпретируемые как молодые сейсмогенные разрывы. В большинстве случаев такие участки сопряжены с известными по наземным исследованиям активными разломами как с непосредственным совпадением (Цаган-Шибетинским, Кобдинским), так и в форме оперяющих разрывов.



Разрывные нарушения:

1 - новейшие,частично с признаками молодой активизации, разломы: Зайсанский (1), Иртышский (2), Маркакольский (3), Кара-Иртышский (4), Фуюнский (5), Сагсайский (6), Кобдинский (7), Хангайский (8), Дзебханский (9), чингис-Нарымский (10), Саянский (11), Уймонский (12), Курайско-Чуйский (13). Шапшальский (14), Песчаный (15), Катунский (16), Сумультинский (17), Южно-Чуйский (18), Телецкий (19), Южно-Алтайский (20), Цаган-Шибетинский (Танхилский) (21), Булганский (22), Толбонурский (23).

Сейсмодеформации: 2 – сейсморазрывы на поверхности при известных землетрясениях; 3 – палеосейсморазрывы, по геологическим данным; 4 – то же по данным дешифрирования; 5 – крупные скальные обвалы и оползни, связанные с известными землетрясениями; 6 – то же, связанные с палеоземлетрясениями.

Сильные землетрясения: 7 – эпицентры исторических землетрясений с магнитудой 5,0–5,9; 8 – то же с магнитудой 6,0–6,9; 9 – то же с магнитудой 7,0–7,9; 10 – то же с магнитудой 8,0; 11 – проекции очагов землетрясений (в масштабе карты): а – установленные, б – предполагаемые; 12 – пределы неточности локализации эпицентров.

Прочее: 13 – государственные границы; 14 – крупные водоемы; 15 – населенные пункты.

Эффективность сопоставления параметров сильнейших землетрясений с проявлениями активной тектоники и палеосейсмичности зависит от полноты и надежности исходных данных, в первую очередь по зарегистрированным сильным землетрясениям, т.е. от качества регионального каталога и продолжительности охваченного им периода. Поэтому сначала, путем обращения к первоисточникам, пропущенным и забытым [9], был проверен, уточнен и пополнен каталог сильных (М≥5,5) землетрясений региона, более полная версия которого представлена в таблице.

N⁰	Дата	Время	Координаты	Глубина	Магнитуда,	Интенсивность,					
п/п		1	φ° с.ш.; λ° в.д.	очага, h, км	М	I ₀					
1	1761	21=14	47.5; 92.0	(25)	8.3	10-11					
	12.09	±1 ч	±1 ±0.5	15-40	±0.3	±0.5					
1a	1761	(21=30)	47.5; 92.0	(25)	(7.5)	(9–10)					
	12.09	±1 ч	±1.0	15-40	±1.0	±1.0					
1б	1761	07=15	47.5; 92.0	(25)	7.7	(10)					
	12.12	±1 ч	±1.0	15-40	±0.3	±1.0					
2	1771	02=30	(50.2; 87.8)	(25)	6.5	(8–9)					
	03.01	±1 ч	±0.5	20-30	±0.5	±0.5					
3	1786		50.4; 84.8	(20)	(6.0)	(7-8)					
	(10).07		±0.7	10-40	±0.5	± 1.0					
4	1824	21=00	50.6; 83.4	(20)	5.2	(6)					
	03.~31	±1 сут	±0.5	7–60	±0.7	±1.0					
5	1894 10.19	15=15	(50.85; 84.68)	18	6.3	7.5					
		±15 мин	±0.3 ±0.5	8-45	± 0.8	±0.5					
	1908										
	16.01		ИСКЛЮЧА	ЕГСЯ ИЗ	каталот	А					
6	1901	19=00	50.3; 83.5	17	5.6	7					
	05.21	±1 ч	±0.5	8–34	±0.7	±1.0					
7	1904	13=00	50.5; 84.5	(30)	5.4	(6)					
	04.17	±1 ч	±1.0	15-60	±0.7	±1.0					
8	1913	9=30	(51.1; 84.4)	30	(5.8)	(6–7)					
	17.11	±1.ч	±0.5	(10-50)	±0.7	±1.0					
9	1923	20=35	49.5; 88.0	(18)	6.0	(8)					
	09.22	±1 ч	±1.0	12-24	±0.5	±0.5					
10	1927	03=21=20	50.2; 86.9	28	6.0	(7-8)					
	04.21		±0.5	14–56	±0,7	±0.5					
11	1931	21=18=30	47.1; 89.8	15	8.0	11					
	08.10		±0.5	12-20	±0.3	±0.5					
12	1931	14=21=00	47.3; 90.0	(20)	7.0	(8–9)					
	08.18		±0.5	10-40	±0.3	± 1.0					
13	1938	04=13=24	49.5; 90.3	36	6.6	8					
	10.19		±0.5	24–54	±0.3	± 1.0					
14	1939		(49.5; 87.5)	(20)	(6.2)	(7-8)					
	03.07		±0.5	15-40	±0.5	±0.5					
15	1970	17=13=14	50.18; 91.27	12	7.0	9					
	05.15		±0.1	6–24	±0.1	±1.0					
16	1988	07=38=11	48.8; 90.8	30	6.4	8					
	07.23		±0.2	15-50	±0.3	±0.5					

Сводный каталог сильных исторических землетрясений в пределах Русского и прилежащей части Монгольского Алтая

В скобках приведены неуточненные значения.

Как видно на рисунке, не только в Монгольском [7, 10], но и в Русском Алтае эпицентральные области почти всех землетрясений в пределах доверительных интервалов локализуются в выявленных (без использования сейсмических данных) зонах активных разломов (зонах их влияния) и на обнаруженных участках крупных палеосейсмодеформаций или тяготеют к ним. В ряде случаев простирания эпицентральных и очаговых зон оказываются вытянуты так же, как структурно-разрывные зоны с признаками молодой активности. В нескольких случаях эпицентры исторических землетрясений вытянулись в цепочки, пространственно совпадающие с независимо выделенными линеаментами и молодыми разломами. Такое распределение укладывается в представление о господстве в районе исследований субгоризонтальных напряжений субмеридионального простирания [11]. Согласование может служить достаточным основанием для признания генетической связи между новейшими и молодыми разрывными структурами, с одной стороны, и очагами сильных землетрясений в регионе – с другой. Осуществленный анализ дает основание признать, что тектонически и сейсмически активны не только главнейшие разломы в Монгольском Алтае, но также их продолжения и разветвления в пределах Русского Алтая. Новое знание заставляет обратить на указанные сейсмогенерирующие структуры не меньшее внимание, чем уделяется Курайской и Северо-Чуйской зонам. Для выделяемых структур южной части Русского Алтая есть основания считать максимально возможными землетрясения с М≥7, а для таковых в юго-западной – с М<7. Открываются перспективы уточнения и пополнения знаний по конкретной сейсмической опасности в регионе на основе сейсмотектонического подхода.

Литература

- 1. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Тр. Объединенного ин-та геологии, геофизики и минералогии. Вып. 852. Новосибирск, 2004. 314 с.
- 2. Имаев В.С. и др. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2007. 234 с.
- 3. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- 4. Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 71–74.
- Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН, 2004. С. 25–37.
- 6. Девяткин Е.В. Новейшие надвиги Восточного Алтая и Западной Монголии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., 2000. С. 425–429.
- 7. Стром А.Л. Применение космических снимков при палеосейсмологических исследованиях (на примере Монгольского Алтая) // Исследования Земли из космоса. 1987. № 2. С. 81–84.
- Чернов Г.А. Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
- 9. Никонов А.А. О сильнейших исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая // Физика Земли. 2005. № 1. С. 36–50.
- 10. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 223 с.
- Саньков В.А. Современные деформации земной коры по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тез. докладов Всероссийской конф. В 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 306–308.

Н.А. Осипова, А.В. Викулин, Д.Р. Акманова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

МИГРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Как отмечалось многими исследователями, для разных регионов планеты существует взаимосвязь между извержениями вулканов и временем сильных землетрясений с гипоцентрами, расположенными в пределах сейсмических поясов. Обзор таких работ представлен [1–5]. Эти данные указывают на то, что причины, приводящие к накоплению сбрасываемых при землетрясениях напряжений и к движению изливающейся при извержениях вулканов магмы, с учетом планетарного масштаба, имеют общий генетический корень.

В работе с целью выявления и изучения особенностей различных геодинамических движений в едином формате была составлена база, включающая все известные данные о землетрясениях и извержениях вулканов планеты за последние 4,5 тыс. и 12 тыс. лет соответственно. Каждое извержение в базе имеет количественную характеристику W: $1 \le W \le 7$, значения которой соответствуют следующим объемам выброшенных продуктов $10^5 \div 10^{11}$ м³ [4].

Сейсмический процесс. Миграция землетрясений. Весь известный фактический материал по скоростям миграции землетрясений в пределах окраины Тихого океана собран в работах [2, 4, 6, 8] и представлен на рисунке. Видно, что все данные по скоростям миграции землетрясений разбиваются на два поля точек. Одно из них связывает магнитуды землетрясений M_1 с их скоростями миграции V_1 вдоль всей окраины Тихого океана – глобальная миграция:

$$M_1 \approx 2LgV_1$$
,

при полученных максимальных значениях скоростей $V_{1 \max}$ в области предельных магнитуд:

$$V_{1,\max} = 1 - 10 \ cm/c, \ M_{1,\max} \ge 8$$
.

Второе – связывает магнитуды афтершоков и форшоков с их скоростями миграции в пределах очагов сильных и сильнейших землетрясений – локальная миграция:

$$M_2 \approx LgV_2$$

при полученных максимальных значениях скоростей $V_{2,\max}$ в области предельных значений магнитуд форшоков и афтершоков и сильнейших толчков-дуплетов:

$$V_{2 \max} = V_{S} \approx 4 \kappa M/c, M_{2 \max} \approx 8,0-8,5.$$



Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений и определенные по ним зависимости M(V).

1 – данные, полученные ранее [2]; 2–5 – данные, полученные в настоящей работе; 3 – скорость миграции дуплетов с $M_W = 8,1-8,7$ в 1897–1901 гг. вдоль окраины Тихого океана; 4 – скорости миграции толчков в дуплетах 4.11.1952 г., Камчатка, $M_W = 9,0$ и 13.11.1963 г., Курилы, $M_W = 8,7$ [2]; 5 – скорость миграции, соответствующая максимальному значению магнитуды форшока M = 8,3, которым предварялось Чилийское землетрясение 1960 г. [7]; $V_p \approx 8$ км/сек и $V_S \approx 4$ км/сек – продольная и поперечная сейсмические скорости соответственно. (I) – скорости «глобальной миграции» вдоль окраины Тихого океана; (II) – скорости «локальной» миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений.

Как видно, данные по миграции подтверждают сделанный ранее вывод о существовании двух типов взаимодействия между очагами тихоокеанских землетрясений [2] – регионального, в пределах всей зоны, и локального, в пределах очага землетрясения, и дополняют его: механизмы существенно, в два раза, различаются значениями наклонов характеризующих их зависимостей.

Вулканический процесс. Миграция вулканических извержений. Для исследования миграции вулканической активности нами были выбраны наиболее сильные извержения (n = 30) 26 вулканов с объемом выброшенного материала > $10^{10} \, \text{м}^3$, произошедшие в достаточно однородный по активности временной интервал 250 лет до н.э. – 2007 гг. Оказалось, что вулканические извержения также имеют тенденцию мигрировать по часовой стрелке вдоль окраины Тихого океана (от Новой Зеландии к Южной Америке) со скоростью, равной 5 ± 2 км/год.

Также была предпринята попытка выявления миграции вулканических извержений с большими скоростями в пределах окраины Тихого океана. Определенная нами скорость сильных вулканических извержений приблизительно равна 60 км/год и по порядку величины близка к скорости миграции наиболее сильных землетрясений (*M* ≥ 7,5): 10–100 км/год.

Сейсмовулканический процесс. Повторяемость землетрясений и вулканических извержений. В работе [2] приведен обзор мировых данных по повторяемости сильных землетрясений в одном месте через определенные интервалы времени. Известно несколько регионов, для которых были рассчитаны периоды повторяемости. В среднем в пределах окраины Тихого океана сильные землетрясения происходят с периодом 100 ± 50 лет. В работе методом Фурье проводился анализ составленной базы данных землетрясений и вулканических извержений. Анализ выявил следующие периоды: 116 ± 1 лет (1/2 T₀), 195 ± 6 лет (T₀), 388 ± 4 лет (2 T₀), 786 ± 9 лет (4 T₀) для землетрясений, а периоды повторяемости извержений оказались равными: 198 ± 17 лет (T₁), 376 ± 12 лет (T₂ ≈ 2 T₁), 762 ± 17 лет (T₃ ≈ 4 T₁).

Обсуждение результатов. Все приведенные выше данные могут свидетельствовать о некоторых общих волновых свойствах сейсмического и вулканического процессов. Другими словами, волны миграции сейсмической и вулканической активности являются разными формами единого сейсмовулканического волнового процесса, который можно рассматривать как индикатор геодинамических движений.

Нами было обращено внимание на то, что пять дуплетов сильнейших ($M_{1,2} = 8,1 \div 8,7$) зем-

летрясений, произошедших в 1897–1901 гг., мигрировали вдоль окраины Тихого океана со скоростью ~ 7000 км/год ~ 10 см/сек. Согласно зависимости (I), представленной на рисунке, такой скорости миграции соответствует значение магнитуды, которое может определять максимально возможное значение сейсмической энергии, сбрасываемой при сейсмическом процессе $M_{max} \approx 10$.

По данным Международной службы широты [7], примерно в это же время, в 1895–1896 гг., движение полюса планеты, вместо «обычного» плавного кругового против вращения Земли, имело «изломы» и даже было направлено в «обратную» сторону.

Такое «совпадение» во времени высокоскоростной миграции сильнейших дуплетов и нехарактерного нутационного движения полюса планеты представляется неслучайным и позволяет предположить, что максимально возможное значение магнитуды M_{max} является отражением факта существования предельного значения энергии геодинамического планетарного процесса.

Литература

- Акманова Д.Р. Особенности вулканической активности окраин Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Труды региональной научно-технической конференции. 11–7 ноября 2007. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2008. С. 151–155.
- Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса // Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН -КГПУ, 2003. 151 с.
- 3. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
- Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции. 14–17 авг. 2007 г., Паратунка Камчатской обл. Петропавловск-Камчатский: ИКИРР ДВО РАН, 2007. С. 275–280.
- Мелекесцев И.В. и др. Природная катастрофа 1737–1742 гг. на Камчатке как модель будущих региональных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики // Новейший и современный вулканизм на территории России / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. С. 553–571.
- 6. Осипова Н.А. О миграции тихоокеанских землетрясений в области магнитуд М > 8 // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Труды региональной научно-технической конференции. 11–17 ноября 2007. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2008. С. 196–199.
- 7. Федоров Е.П., Корсунь А.А., Майор С.П. и др. Движение полюса Земли с 1890 г. Киев: Наукова думка, 1972. 264 с.
- 8. Duda S.J. Strain release in the Circum-Pacific belt, Chile 1960 // J. Geophys. Res. 1963. 68 P. 5531-5544.

В.А. Петров¹, В.В. Полуэктов¹, Р.М. Насимов², Й. Хаммер³, М. Леспинас⁴, С.И. Щукин⁵

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

³Федеральное ведомство по геонаукам и природным ресурсам (БГР), Ганновер, Германия

⁵ОАО «ППГХО», Забайкальский край, Краснокаменск, Россия

РОЛЬ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНЕ РАЗЛОМОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Выявление масштабности рудообразующих процессов в массивах кристаллических пород связано с реконструкцией интенсивности и последовательности тектонических событий, механизмов

²Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁴Университет Нанси-1, UMR 7566 G2R, Вандувр-ле-Нанси, Франция

формирования деформационных структур и динамики циркуляции рудоносных растворов. Расшифровка этих взаимосвязей сопряжена с учетом, по крайней мере, двух обстоятельств: а) в нестационарном поле напряжений флюидонасыщенные массивы деформируются нелинейно, что приводит к изменению архитектуры и проницаемости гидравлически активных разрывов на различных этапах тектогенеза; б) на этом фоне локальные минеральные ассоциации (парагенезисы) часто не имеют однозначных временных соотношений, что в наибольшей степени характерно для жильного выполнения рудной стадии. В связи с этим процесс рудообразования предлагается рассматривать в контексте цикличности сейсмодеформаций, пульсационного механизма поступления рудоносных флюидов в сегменты разломов, оптимально ориентированные в поле напряжений, и создания барьеров (структурных, петрофизических, геохимических и др.), на которых происходит минералообразование в различных участках рудоносной зоны.

Деформации флюидонасыщенных массивов пород протекают в течение сейсмического цикла, состоящего из четырех основных стадий [1]: а) досейсмической, на которой стремительно накапливаются напряжения на фоне нелинейной деформации пород; б) косейсмической, когда деформация пород происходит немедленно вслед за разрядкой напряжений (землетрясением); в) постсейсмической с нелинейной деформацией пород в течение некоторого времени после разрядки напряжений и г) стадии сейсмического «покоя» (межсейсмической), когда деформация пород, как представляется, близка к линейной. В межсейсмическую стадию основные сместители (ядра) разрывов менее подвержены дилатансии и менее проницаемы по сравнению с зонами их динамического влияния, где происходит накопление флюидов и диффузия вещества. В косейсмическую стадию подавляющий их объем «выжимается» из сдавливающихся трещин и устремляется в нарушенное ядро разрыва, где создаются благоприятные условия для дренирования и циркуляции растворов, а также осаждения рудного вещества. К тому же, досейсмические и косейсмические деформации в единичном разрыве влекут за собой изменения в окружающей обстановке, когда в зависимости от ориентировки в тектоническом поле напряжений часть сопровождающих трещин реагирует на напряжения практически одновременно, а другая – с заметным опозданием [2]. В результате формируются области уменьшения (рассредоточения) и/или увеличения уровня (магнитуды) напряжений, что неизбежно отражается на структурно-гидродинамических условиях рудообразования.

Функционирование циклического механизма сейсмодеформаций и развитие каркаса гидравлически активных разрывов в поле напряжений зависят от уровня внутрипорового флюидного давления (P_f). Если в локальной области крутопадающего разлома этот уровень приближается к значениям $P_f = \sigma_v + T_S (\sigma_v - вертикальные напряжения, T_S - предел прочности пород на растяжение), то в оп$ тимально ориентированных в поле напряжений сегментах, находящихся в положении плоскости $\sigma_1 \sigma_2$, устанавливается режим резкого спада давления до гидростатического (декомпрессии). Это вызывает подток флюидов вдоль тела разлома и из вмещающих пород, мобилизацию и осаждение вещества, а также понижение проницаемости за счет выполнения порового пространства минеральными агрегатами. По мере уменьшения доступного для инфильтрации флюидов объема флюидное давление в заполняемом трещинно-поровом пространстве постепенно повышается и приближается к литостатическому. Это высокое давление приводит к хрупкому разрушению внутри- и приразломных областей, возникновению условий декомпрессии, подтоку новой порции флюидов, осаждению минералов, кольматации трещинно-поровых каналов и т.д. Такая взаимосвязь между поровым давлением, предпочтительными путями движения флюидов и их объемом получила развитие в концепции «клапанного эффекта» [3], обусловливающего стадийность формирования минеральных парагенезисов.

Эффективность «клапанного» механизма минералообразования в ограниченном трещиннопоровом пространстве определяется не только геометрией пространства, напряженным состоянием среды, физико-химическими параметрами (составом) растворов и их равновесиями с породами, но также петрофизическими свойствами контактирующих пород. Так, анализ модели динамики прохождения импульса внешнего сжатия через толщу пород с различными упруго-прочностными параметрами показывает следующее [4]. При прохождении из упруго-хрупкой среды (XC) в упругопластичную среду (ПС) волна сжатия на их контакте частично отражается обратно в XC как волна растяжения, тогда как ее остальная часть проходит в ПС как волна сжатия. При прохождении из ПС в XC падающая, отраженная и проходящая волны формируют возрастающую по амплитуде волну сжатия. В этом случае из-за разнонаправленности векторов сжимающих усилий на контакте сред происходит разрыв сплошности с образованием трещин отрыва, что влечет за собой формирование дополнительного пространства, доступного для фильтрации гидротермальных растворов и осаждения рудного вещества. Влияние сейсмодеформаций на процесс рудообразования ярко проявлено на урановом жильно-штокверковом месторождении Антей, расположенном в палеозойских (~250 млн лет) гранитах фундамента Стрельцовской кальдеры. Здесь оруденение, сформированное в процессе мезозойской (~135 млн лет) тектоно-магматической активизации, локализовано в зоне крутопадающих разломов север-северо-восточного, юг-юго-западного (30°) простирания, включая разломы 13, 161, 160 и 160г. Последние три оперяют разлом 13 со стороны висячего бока и вместе с ним составляют «рудоносную зону» мощностью 20–60 м. Верхняя часть рудоносной зоны располагается на глубине ~400 м, а низы ее подсечены бурением на глубине ~1300 м от дневной поверхности. В верхней части зоны развиты гнездово- и прожилково-вкрапленные настурановые руды, а в нижних частях наряду с настураном проявлен браннерит. Оруденение формируется в ореолах мезозойских гидротермально-метасоматических преобразований, включая дорудные (гидрослюдистые), рудосопровождающие (хлорит-гематит-альбитовые) и пострудные (каолинит-смектитовые и др.), которые контролируются разломами север-северо-восточного, юг-юго-западного простирания.

Реконструкция динамики изменения тектонического поля напряжений показала [5], что процессы гидрослюдизации, формирования рудосопровождающих метасоматитов И рудообразование протекали в обстановке северо-западного-юго-восточного сжатия и левосторонних сдвиговых перемещений. В такой обстановке приоткрывались и заполнялись рудным веществом сегменты разломов, расположенные в плоскости $\sigma_1 \sigma_2$, с образованием крутопадающих рудных постоянно наблюдаются сложные, столбов. В этих сегментах порой неоднозначные взаимоотношения между прожилковыми и прожилково-метасоматическими выделениями настурана, кварца, карбоната, хлорита и флюорита нескольких генераций, что вызывает многолетние дискуссии относительно эволюции термобарических и физико-химических условий рудообразования. Представляется, что их плодотворность возрастет, если процесс рудообразования рассматривать в контексте взаимосвязи цикличности сейсмодеформаций, механизма пульсационного поступления и разгрузки рудоносных растворов с соответствующими эффектами фазового расслоения, стягивания и растекания флюидопотоков и создания структурных, петрофизических, геохимических и других барьеров, на которых происходит отложение минералов внутри каждого ритма (генерации) в зоне контролирующего разлома. Схематически данный подход иллюстрирует рисунок.



Схема миграции флюидов и отложения рудного вещества в зоне разлома на межсейсмической (*a*) и косейсмической (*b*) стадиях сейсмического цикла с формированием трещин отрыва вдоль сместителя на границе раздела деформируемых упругих сред в досейсмическую (*б*) стадию.

1 – граниты, 2 – гидрослюдизиты, 3 – окварцевание, 4 – сместитель (ядро) разлома с глинкой трения, ранними (5) и поздними (6) брекчиями, рудная минерализация ранняя (7) и поздняя (8), 9 – трещины отрыва, 10 – вектор сжатия, 11 – направление перемещения флюидов.

Литература

- 1. Wood Muir R. Earthquakes, strain cycling and the mobilization of fluids // Geofluids, origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins // J. Parnell (Edit.). Geol. Soc. Spec. Publ. 1994. N 78. P. 85–98.
- Cowie P.A. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismic faults // J. Struct. Geol. 1998. V. 20, N 8. P. 1075–1087.
- Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // J. Struct. Geol. 1998. V. 20. N 12. P. 1625– 1640.
- 4. Мелош Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1994. 335 с.
- 5. Лаверов Н.П., Петров В.А., Полуэктов В.В. и др. Урановое месторождение Антей природный аналог хранилища ОЯТ и подземная геодинамическая лаборатория в гранитах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 5. С. 387–413.

Л.Н. Петрова

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

МИКРОГЕОДИНАМИКА В МАСШТАБАХ НЕСКОЛЬКИХ СУТОК И ЕЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СВЕРХДЛИННОПЕРИОДНОГО СЕЙСМОГРАВИМЕТРА В ПОЛОСЕ ПЕРИОДОВ 1–5 ЧАСОВ

Развитие современных измерительных средств, повышение их чувствительности и расширение динамического диапазона при цифровых способах накопления данных позволяют организовать одновременное исследование одного и того же геофизическего процесса в широком диапазоне периодов – от секунд до многих суток и лет. Сверхдлиннопериодные сейсмические наблюдения, которые проводятся в СПбГУ с помощью специально разработанного Сейсмогравиметрического комплекса [1], ориентированы на регистрацию сейсмического процесса в полосе периодов от 0,25 до 6 часов. Для этих целей с помощью блока фильтров сформирована амплитудно-частотная характиристика измерительного канала. При этом одновременно записывается и сейсмический сигнал, приходящий на основание сейсмографов, который снимается непосредственно после фотоэлектрического преобразователя (до фильтрации). Получаемые таким способом данные позволили установить и подтвердить факт возбуждения в Земле нерегулярных долговременных деформаций растяжения/сжатия с разной продолжительностью [2]. Подтверждены также характер распределения частот сейсмогравитационных колебаний Земли (периоды 1–5 ч) и их группирование на частотной оси, установленные ранее в виде статистического спектра [3]. Экспериментально доказан планетарный характер этих колебаний [4].

Следует пояснить, что сейсмогравитационными колебаниями названы колебания Земли, обладающие двойственным характером ускорения в вертикальной плоскости, а именно: инерциальным ускорением при смещении ее поверхности и гравитационным ускорением за счет изменения расстояния до центра Земли при этих колебаниях. Указанные две компоненты оказывают на вертикальный маятник одинаковое воздействие на периоде 1 час. Вклад гравитационной части растет с ростом периода колебаний.

Колебания поверхности Земли в широком диапазоне изменения их периодов и амплитуд представлены на рисунке по наблюдениям СПбГУ в декабре 2004 г. (рисунок, 1). Амплитуды сигнала даны в единицах выходного напряжения. Основной сейсмической информацией, представленной на рисунке, 1, является наличие в этот период времени долговременных деформаций растяжения/сжатия продолжительностью 12 дней (1–12 декабря), 6 суток (15–19 декабря) и 2 суток (21–22 и 27–28 декабря). С деформациями растяжения/сжатия связано повышение интенсивности сейсмогравитационных колебаний Земли, которое в данном масштабе отчетливо проявляется в виде «утолщения» кривой. При этом важно отметить, что повышение интенсивности начинается значительно раньше, чем моменты возникновения землетрясений с разными магнитудами и существенно различными координатами очагов. Моменты землетрясений указаны цифрами сверху, данные о них представлены в таблице.

Факт возбуждения деформаций растяжения/сжатия обнаружен ретроспективно в наблюдениях сети Geoscope (рисунок, 2) в сентябре 1999 г. на станциях НҮВ в Индии и WUS в Китае (запись обрывается по техническим причинам). Записи последней станции инвертированы, т.е. умножены на (-1), чтобы подчеркнуть идентичность сейсмического фонового процесса, начавшегося в момент времени f (см. вертикальные компоненты HYB, WUS и SSB). На горизонтальных компонентах пер-



вых двух станций подобный временной процесс не выявлен, однако на станции SSB (Франция) зарегистрирована реакция горизонтальных сейсмографов на возмущения, вызванные этим процессом на большом удалении от региона его максимального проявления. Отчетливо видно возрастание интенсивности фонового сейсмического процесса и ее затухание перед сильным землетрясением 20 сентября на Тайване (М=7,7, глубина 33 км), которые соответствуют времени развития деформации в НҮВ.

Примеры продолжительных деформаций в сентябре 1999 г. (1), наблюденные станциями Geoscope перед землетрясением на Тайване (М=7,7), и записи сейсмогравиметра в декабре 2004 г. (2) перед фильтрацией в Санкт-Петербурге. Информацию о землетрясениях 1–8 см. в таблице.

Спектрально-временной анализ сейсмогравитационного процесса перед сильным землетрясением в Японии 28 марта 2000 г. (М=7,6, глубина 126 км) показал, что вертикальные компоненты фоновых колебаний, проявляющие в интервале периодов от 1 до 5 часов устойчивость во времени, характеризуются также и ростом своей частоты непосредственно перед землетрясением. При этом разные частоты имеют разную скорость роста, но по оценкам в [5, 6] все они укладываются в диапазон 0.032-0.048 мкГц/мин (для данных 22-28 марта 2000 г.). Период времени, в течение которого колебание с фиксированной частотой имеет высокую амплитуду, превышающую более чем в 2-3 раза средний уровень фоновых колебаний, может быть различным – от нескольких суток до 20 дней. Следует в очередной раз подчеркнуть, что длиннопериодный сейсмограф на таких периодах является сейсмогравиметром, а это означает, что амплитуды на записи отражают изменение ускорения при регистрируемых колебаниях. Пример таких продолжительных квазирегулярных колебаний в течение 565 часов для узких частотных полос со средними периодами 80, 107, 165 и 280 минут дан в [7] для июня 1990 г., в течение которого произошло пять сильных землетрясений с магнитудой M > 6,0, из них два – сильнейшие: на Филиппинах 14.06 (M = 7,1) и в Западном Иране 20.06 (M = 7,7). Динамика амплитуд огибающих для указанных колебаний отличалась последовательными интервалами времени с повышенными и пониженными их значениями. Это изменение амплитуд наиболее резко выражено для колебаний в области 280 минут. Экстремально высокое различие между максимумом и минимумом амплитуд огибающих для этих колебаний отмечено в периоды времени 6 и 18 июня, т.е. за 8 и 2 суток перед сильнейшими землетрясениями. Характер изменения параметров сейсмогравитационных колебаний Земли во времени (изменяющаяся амплитуда при постояннной частоте) отвечает применяемым схемам для ускорения разрушения образцов при исследовании реологических свойств горных пород в условиях небольшого статического нагружения, например [8]. Учитывая последнее, можно предложить механизм связи между продолжительными деформациями сжатия/разряжения и возникновением землетрясений.

Деформации сжатия/разряжения, возникающие вследствие внутренних процессов в Земле, на что указывает нерегулярность их появления и различная продолжительность, возбуждают сейсмогравитационные колебания литосферы, которые ускоряют процесс разрушения горных пород в практически подготовленных очагах будущих землетрясений путем вибрационного воздействия.

Данные о землетрясениях с магнитудой более 6,0 в декабре 2004 г.

№ П/П	ДАТА	ВРЕМЯ В ОЧАГЕ	КООРДИНАТЫ ОЧАГА	М	МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГА
1	06	14-15-11.8	42.900; 145.228	6.8	о-в Хоккайдо
2	14	23-20-13.3	18.958; -81.409	6.8	р-н Каймановых о-вов
3	18	06-45-23.2	49.070; 156.150	6.5	Курильские о-ва
4	23	14-59-04.4	-49.312; 161.345	8.1	о-в Маккуори
5	26	00-58-53.4	3.295; 95.982	9.0	зап. берег Сев. Суматры
6	26	04-21-29.8	6.910; 92.958	7.1	Никобарские о-ва
7	26	09-20-1.60	8.879; 92.375	6.6	Никобарские о-ва
8	01.05	06-25-44.8	5.099; 92.304	6.7	зап. берег Сев. Суматры

Литература

- 1. Линьков Е.М., Орлов Е.Г., Петрова Л.Н., Карпинский В.В. Сейсмогравиметрический комплекс // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. М.: ОИФЗ, 1996. С. 252–259.
- 2. Петрова Л.Н., Орлов Е.Г., Карпинский В.В. О динамике и структуре колебаний Земли в декабре 2004 года по наблюдениям сейсмогравиметра в Санкт-Петербурге // Физика Земли. 2007. № 2. С. 12–20.
- 3. Петрова Л.Н. Сейсмический процесс в интервале частот (0,05 0,5) мГц. Закономерности и особенности // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 116–124.
- 4. Петрова Л.Н., Любимцев Д.В. Планетарный характер сейсмогравитационных колебаний Земли // Физика Земли. 2006. № 2. С. 26–36.
- Петрова Л.Н. Динамика колебаний Земли с периодами более 1 часа и ее особенности перед некоторыми сильными землетрясениями // Вопросы геофизики. Вып. 41. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 2008. (Ученые записки СПбГУ, № 441). С. 21–32.
- 6. Petrova L., Pavlov B. Tectonic plate under a localized boundary stress: fitting of a zero-range solvable model // Jornal of Physics A: Mathematical and Theoretical 2008. V. 41. 085206. 15 p.
- Петрова Л.Н. О динамическом воздействии сейсмогравитационных колебаний Земли на горные породы // Физика и механика разрушения горных пород применительно к горной геомеханике и сейсмологии. СПб.: Ольма, 1994. С.168–172.
- 8. Карташов Ю.М. Ускоренные методы определения реологических свойств горных пород. М.: Недра, 1973.

В.Ф. Подурушин ООО "ВНИИГАЗ", Московская обл., Россия

ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ВОЛН ПОГРАНИЧНОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СПЕКТРА В КИНЕМАТИКЕ АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Волны в целом имеют различную физическую природу, но распространяются по единым законам. Длины волн, замеренные визуально или инструментально, меняются от менее чем 10^{-10} м в рентгеновском излучении до нескольких тысяч километров в циклонических вихрях. В области наук о Земле чаще всего рассматриваются сейсмические волны с периодом до первых минут. Число явлений, объясняемых посредством более длиннопериодных упругих волн, резко сокращается, что связано со сложностью их регистрации в процессе развития, а также с возвращением вещества и структуры горных пород в состояние, близкое к исходному, по окончании возмущения. Таким образом, в изучении волнового спектра образовался разрыв, охватывающий наиболее длинноволновые сейсмические, а также тектонические волны. Совокупность тектонических и сейсмических волн предлагается выделять в группу геодинамических волн.

Благодаря прогрессу наук о Земле, этот пробел начинает постепенно сокращаться с обеих сторон. Сейсмологи стали выделять "ультрамедленные" волны, скорость распространения которых составляет 60–150 км/год [6, 7]. Сторонниками фиксистской концепции в тектонике активно разрабатывалась гипотеза колебательных движений земной коры, обладающих периодичностью п×млн лет и более. Развитие мобилизма парадоксальным образом затормозило волновое направление геодинамики, так как в рамках тектоники плит несоизмеримо ярче вырисовывались необратимые перемещения крупных масс литосферного вещества. Однако в последние годы волновая геодинамика начала превращаться в полноценное направление мобилистской тектоники, в которой бегущие упругие геодинамические волны заняли соответствующее место [1, 4, 5].

Тем не менее, на стыке тектоники и сейсмологии продолжают оставаться чрезвычайно малоизученными волны периодом 10 лет – 1 млн лет. Этот недостаток пока что не может быть компенсирован с помощью технических средств. Так, в системе GPS слишком большие расстояния между наземными станциями не позволяют фиксировать деформации в промежутках между ними, к тому же спутниковые наблюдения не обладают высокой чувствительностью к вертикальным деформациям [3]. Помимо трудностей физической регистрации, признание рассматриваемых волн тормозится принадлежностью к научной области на стыке двух дисциплин, каждая из которых в первую очередь исследует наиболее типичные для себя факты. Большое значение имеет психологическая неготовность как геологов, так и сейсмологов перейти от рассмотрения двумерных, необратимых и отчетливо различимых разрывно-складчатых деформаций к объемным, непостоянным, перемещающимся во времени зонам возмущений, непривычно коротким для традиционной тектоники и слишком длинным для ортодоксальной сейсмологии.

Образовавшийся интервал необходимо изучать и заполнять. В качестве примера ниже на качественном уровне рассмотрена последовательность явлений, которая могла быть вызвана пограничной сейсмотектонической волной. Аналогичные волны были описаны ранее Ф.Н. Юдахиным [7].

В работе [2] описана серия сейсмических событий, зафиксированных в период с 1987 г. по 1996 г. в восточной части России и прилегающих странах СНГ:

- 1987–1991 гг. – активизация сейсмоактивных регионов Центральной и Северо-Восточной Азии с преобладанием сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек в очагах землетрясений, свидетельствующих об общем сжатии соответствующей части литосферы;

- 1991–1993 гг. – кратковременное сейсмическое затишье, то есть геодинамически нейтральная обстановка;

- 1993–1995 гг. – сильная активизация зон субдукции на Курилах, Камчатке и в Японии, очевидно, происходившая в состоянии общего сжатия;

- 1994–1996 гг. – умеренное или несколько более интенсивное усиление сейсмической активности в большинстве районов Центральной и Северо-Восточной Азии с преобладанием сбросовой компоненты в очагах землетрясений, включая зоны сжатия-сдвига (Северный Тянь-Шань).

Приведенные данные в первом приближении хорошо вписываются в картину медленно бегущей геодинамической волны. При этом в 1987–1995 гг. от Центральной Азии к Тихоокеанской зоне субдукции продвигалась полуволна сжатия, а в 1994–1996 гг. из того же источника началось движение полуволны растяжения. Ограниченный период описания не позволяет проследить дальнейшее развитие событий.

Для более определенного суждения о волновой природе рассмотренной последовательности явлений необходимо расширить временной диапазон наблюдений и провести более детальный кинематический и динамический анализ всех имеющихся данных.

Литература

- 1. Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. 144 с.
- Дядьков П.Г. О модели развития сейсмотектонического процесса во внутриконтинентальных районах Евразии // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. І. М.: ИФЗ, 2008. С. 41–43.
- Кузьмин Ю.О. Проблемные вопросы тектонофизического анализа результатов наблюдений в современной геодинамике // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. І. М.: ИФЗ, 2008. С. 249–251.
- Подурушин В.Ф. Геодинамические волны как результат воздействия мантийного плюма на литосферу (на примере триасово-юрской эволюции Западно-Сибирской плиты) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 110–113.
- Подурушин В.Ф. Геодинамические волны как следствие коллизионного столкновения литосферных плит // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 113–115.
- 6. Шерман С.И. Тектонофизика и смежные науки: сейсмология // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. І. М.: ИФЗ, 2008. С. 118–122.
- Юдахин Ф.Н. Некоторые особенности континентальной сейсмичности // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. I. М.: ИФЗ, 2008. С. 126–128.

ФЛЮИДОМЕТАМОРФОГЕННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМОГЕНЕЗА: ДОСТИЖЕНИЯ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Процесс подготовки и реализации тектонических землетрясений обычно трактуют как процесс накопления и последующей релаксации в земной коре высоких тектонических напряжений. Такая модель позволяет объяснить многое в характере сейсмического процесса, но далеко не все. Уже несколько десятков лет известны парадоксы малости сейсмогенных напряжений, отсутствия связанных с сейсмогенными подвижками тепловых аномалий и ряд других противоречий в понимании сейсмических данных ([9, 10, 14], см. также дискуссию на сайте http://www.nature.com/nature/debates/ earthquake). В последние годы был выявлен ряд новых трудностей в общераспространенной трактовке сейсмического процесса. Так, из общепринятой на настоящее время модели разрушения следует, что землетрясения должны быть приурочены к областям высоких тектонических напряжений. Оказалось, однако, что большие плотности числа землетрясений и зоны возникновения особо сильных событий отвечают областям немаксимальных, относительно малых или умеренных величин напряжений [4-6]. Между плотностью числа землетрясений и характерной величиной напряжений (например, оцениваемых по средним значениям кажущихся и сброшенных напряжений) устойчиво наблюдается не положительная, а отрицательная корреляционная связь. Такая связь может иметь место только в том случае, если уровень сейсмичности обусловливается не столько величиной внешних (тектонических) напряжений, сколько величиной существенно изменяющейся эффективной прочности горных пород.

Неполнота и определенная противоречивость описания процесса подготовки и реализации землетрясения в рамках модели обусловленности землетрясений высоким уровнем разрушающих тектонических напряжений породили ряд альтернативных моделей сейсмогенеза. Наиболее распространенное объяснение базируется на предположении об обусловленности сейсмичности наличием глубинного флюида, обычно в связи с развитием реакций дегидратации горных пород [2, 11 и др.]. Предполагается, что давление выделяющегося при дегидратации флюида приводит к резкому уменьшению эффективного всестороннего давления и тем самым обеспечивает возможность сдвиговой подвижки по разлому при относительно малых сдвиговых напряжениях. Такая модель довольно правдоподобна, но существенно не полна, в частности, она не в состоянии объяснить целый ряд особенностей внутреннего строения глубинных сдвиговых зон и параметров очагов землетрясений.

Для объяснения этих особенностей может быть использована более сложная модель связи землетрясений с превращениями вещества тектоносферы, учитывающая не только механическое воздействие флюида, но и другие эффекты процессов превращения [1, 7, 9, 10, 12, 13, и др.]. В рамках этого подхода (в наибольшей степени реализованного в виде флюидометаморфогенной (ФМ) модели сейсмотектогенеза), возникновение землетрясений связывается не столько с действующими тектоническими напряжениями, сколько с процессами твердотельных превращений вещества тектоносферы. На основании экспериментальных данных и теоретических представлений обосновывается, что в стесненных условиях земных недр твердотельные превращения приводят к появлению высоких микронапряжений, изменениям флюидного режима и к возможной потери механической устойчивости в объеме породы. Отличия в подходе разных авторов состоят в различиях в описании сложных и недостаточно изученных процессов превращения горных пород и связи таких превращений с изменениями эффективной прочности геоматериалов.

Землетрясения, как известно, отвечают быстрым подвижкам по глубинным сдвиговым (механически ослабленным) зонам. Отсюда следует, что удовлетворительная модель сейсмогенеза должна описывать также и свойства глубинных сдвиговых зон. ФМ модель объясняет особенности строения глубинных сдвиговых зон и происходящих в них процессов. В микрозернистых милонитизированных породах реализуются условия для релаксации негидростатических напряжений. При этом наблюдается определенная аналогия с известными в эксперименте подходами по обеспечению отсутствия в аппаратах высокого давления значительных негидростатических напряжений. Такая цель может достигаться как передачей напряжений через жидкую среду, так и использованием вместо жидкости сыпучего порошкообразного материала.

Применительно к проблеме описания глубинных сдвиговых зон ФМ модель поясняет также возможность длительного существования в этих зонах флюидной компоненты и возможность возникновения в таких зонах существенных по величине и подверженных сильной изменчивости аномалий величин электропроводности и скоростей распространения сейсмических волн, несмотря на относительно малые концентрации глубинного флюида. Среди последних результатов по развитию ФМ модели следует отметить следующие. Продемонстрировано наличие специфического комплекса аномалий в окрестности интервалов глубин основных твердотельных превращений в зонах субдукции. При этом большинство из этих особенностей оказались аналогичны аномалиям, выявляемым в окрестности сильных неглубоких землетрясений. Комплекс этих аномалий отвечает процессу развития деформационной неустойчивости, но также и свидетельствует в пользу существования в очагах землетрясений флюида низкой плотности (в особенности для очагов, реализующихся в низах континентальной коры и в кровле мантии). Отметим также, что анализ текстуры образцов горных пород в ряде случаев выявляет черты, отвечающие реализации β - α превращению в кварце, которые могли сохраниться в породе только в том случае, если в своей дальнейшей истории до выхода на поверхность эти объемы породы не подвергались воздействию высоких тектонических напряжений. Этот результат подкрепляет положение об относительно невысоких значениях макронапряжений в литосфере.

ФМ модель сейсмотектогенеза весьма далека, однако, от превращения в теорию. Нерешенной проблемой является неясность механизма реализации быстрой сдвиговой подвижки в высокотемпературных условиях в телах ультрамилонитов. Предполагаемая в ФМ модели связь процесса деформации с превращениями вещества литосферы получила в последнее время весомое подкрепление. Так, например, в работе [3] утверждается, что «установлена прямая корреляционная связь между интенсивностью вещественных изменений и интенсивностью пластической деформации, ... количество прореагировавшего вещества пропорционально деформации». И такое утверждение не единично. Однако механизм связи твердотельных превращений и деформаций и условия реализации и отсутствия такой связи по-прежнему дискуссионны. Остро не хватает и экспериментальных данных, описывающих сложный процесс твердотельных превращений в условиях высоких РТ параметров в поле негидростатических напряжений.

Применимость ФМ модели ограничена сверху областью возможной реализации твердотельных превращений вещества литосферы (замороженных в низкотемпературных приповерхностных условиях). Снизу область применимости модели ограничена условием возможности существования метастабильной фазы, относительно быстрая реализация которой связывается с сейсмическими подвижками. Ниже этой границы механически ослабленные области по границам фазовых превращений сохраняются (так, например, в [8] отмечается, что данные по распределению плотностных аномалий дают основание трактовать области вблизи границ 400 и 600 км как механически ослабленные), но землетрясения на таких границах уже не возникают, а деформации реализуются в непрерывном асейсмичном режиме.

Литература

- 1. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 157 с.
- 2. Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // ДАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 679–682.
- 3. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурновещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- 4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- 5. Родкин М.В. Проблема физики очага землетрясения. Противоречия и проблемы // Физика Земли. 2001. № 8. С. 42–52.
- 6. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–67.
- 7. Kirby S.H., Stein S., Okal E.A. et al. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere // Rev. Geophys. 1996. V. 34, № 2. P. 261–306.
- 8. Panasyuk S.V., Hager B.H. Inversion for mantle viscosity profiles constrained by dynamic topography and the geoid, and their estimated errors // Geophys. J. Int. 2000. V. 143, № 3. P. 821–836.
- 9. Rodkin M.V. Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // J. of Earthquake Prediction Research. 1995. V. 4, № 2. P. 215–223.
- 10. Rodkin M.V. Contradictions in the resent seismogenetical notions // Phys. Chem. Earth. 1996. V. 21, № 4. P. 257–260.
- Role of water on earthquake generation // Bulletin of the Earthquake Research Institute. University of Tokyo. 2001. V. 76. № 3-4.
- 12. Rutter E.H., Brodie K.H. Rheology of the lower crust // Continental lower crust / Edited by D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Kay Elsevier, 1992. P. 201–267.
- Sammis C.G., Dein J.L. On the possibility of transformational hyperplasticity in the Earth's mantle // J. Geophys. Res. 1974. V. 79, № 20. P. 2961–2965.
- 14. Sornette D. Earthquakes: from chemical alteration to mechanical rupture // Phys. Reports. A review section of Phys. Lett. 1999. V. 313. P. 237–291.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

По представлениям Н.А. Логачева [2], Южно-Байкальская впадина является ядром, местом зарождения Байкальской рифтовой системы. Согласно тектонофизическим закономерностям разломообразования, этот сегмент рифтовой системы максимально приближен к зрелой стадии развития, когда земная кора разрушается на всю мощность с образованием единого магистрального шва [5]. Кинематика движений крыльев такой структуры наилучшим образом отвечает кинематике движений разделяемых ею блоков – блока Сибирской платформы как части Северной Евразии и Забайкальского блока как части Амурской плиты. Для изучения закономерностей соотношения современных деформаций и сейсмичности Южно-Байкальской впадины применимы подходы, зарекомендовавшие себя при исследованиях в зонах крупнейших разломов Земли, в том числе на межплитных границах.

Впадина озера Байкал представляет собой полуграбен, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль края Сибирской платформы и состоящий их двух кулисно расположенных главных звеньев – Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадин, разделенных Ольхонско-Святоносской перемычкой. Исследуемая в данной работе Южно-Байкальская впадина ограничена с северо-запада активными разломами Обручевской системы – Обручевским и Морским (Ольхонским). К зонам этих разломов приурочены максимальные глубины озера, мощности осадков и сейсмическая активность. Согласно результатам реконструкций полей тектонических напряжений по геолого-структурным и сейсмологическим данным [3, 9], ось растяжения в пределах впадины направлена на северо-западюго-восток, ортогонально основным структурам.

Изучение современных движений в Байкальском регионе осуществляется с применением спутниковой геодезии (GPS-технология). Сеть Байкальского геодинамического полигона, заложенная в 1994 г. [7], насчитывает в настоящее время более 50 пунктов и охватывает южную и центральную части рифтовой системы. По результатам измерений за период с 1994 г. по 2007 г. для 11 пунктов полигона рассчитано поле векторов скорости горизонтальных движений относительно Сибирской платформы, которая представлена тремя станциями – постоянной IRKT (г. Иркутск) и полевыми ВАҮА (п. Баяндай) и LNSK (п. Верхоленск), располагающимися в южной части Иркутского амфитеатра (рисунок, врезка) [4].

Особенностью поля горизонтальных смещений является хорошее согласование векторов, расположенных в пределах Забайкальского блока. Все пункты смещаются на юго-восток по среднему азимуту 130°. Направления векторов варьируются в достаточно узком диапазоне – не более 20°. Пункты, расположенные внутри рифта, на западном борту Байкальской впадины, характеризуются пиротным направлением смещений с невысокими скоростями. В целом, скорость юго-восточного смещения пунктов возрастает от Сибирской платформы к Забайкалью. На графиках (рисунок) отсчет расстояний по профилям 1, 2, 3 (см. врезку к рисунку) сделан относительно трассы Обручевского и Морского разломов. Нарастание скорости растяжения происходит замедленно в пределах окраинной части блока Сибирской платформы, быстро в пределах Байкальской впадины и снова относительно медленно в пределах Забайкалья. При максимальном значении скорости 3,8 мм/год (пункт KIAT), скачок скорости в Байкальской впадине составляет около 1,0–1,5 мм/год (рисунок, *A*). Соответственно, скорость относительной деформации удлинения ($\hat{\epsilon}$) максимальна в Байкальской впадине – до 2,1·10⁻⁸ год⁻¹ и уменьшается в обе стороны вкрест простирания рифта. Значение скорости дивергенции блоков Сибирской платформы и Забайкалья в направлении 130° с учетом ошибок измерений может быть оценено в 3,4 ± 0,7 мм/год [4].

Полученные значения скоростей современных движений и направление дивергенции отвечают параметрам долговременной составляющей тектонических движений в рифтовой системе. Рассчитанная по данным о голоценовых косейсмических смещениях в зонах сейсмодислокаций минимальная суммарная скорость растяжения в северной части рифтовой системы составила 3,2 ± 0,5 мм/год при среднем направлении на юго-восток 130° [8].

Из результатов измерений следует, что растяжению подвергаются как краевая часть платформы, так и западная часть Забайкальского блока (рисунок, *A*). Ширина зоны динамического влияния межплитной границы на исследованном участке может быть оценена в 200–230 км. В ее пределах наблюдается максимальное развитие процессов, связанных с растяжением коры, – поднятия плеч рифта (рисунок, *Б*), проявления голоценовых палеосейсмодислокаций,

высокого уровня исторической и инструментально зарегистрированной сейсмичности (рисунок, *B*), повышенного теплового потока. Граница между зоной активных деформаций и слабодеформируемой областью проходит примерно по уровню скоростей деформаций $1-5 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.



Соотношение современных горизонтальных деформаций и сейсмичности в Южно-Байкальской впадине.

А – графики скорости горизонтальных движений (Vгор. сплошная линия) относительно Сибирской платформы по азимуту 130° и скорости деформации удлинения (є́, штрих-пунктир) для Южно-Байкальской впадины. Черными квадратиками показаны значения Угор для пунктов долговременных измерений с величиной их погрешностей с четырехбуквенными аббревиатурами их названий. Б – совмещенные сечения рельефа по профилям 1, 2 и 3 через Южно-Байкальскую впадину (см. врезку). В – распределение суммарного сейсмического момента ΣM_0 для землетрясений с К_р≥9 вдоль профилей 1, 2, 3 (ширина полосы осреднения – 100 км) за 1959-2007 гг.

На врезке – положение постоянных (звездочка) и временных (треугольник) пунктов GPS-измерений и профилей 1, 2, 3. Буквами обозначены впадины: ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская. Стрелкой указано полученное направление движения Забайкальского блока относительно Сибирской платформы.

Сопоставление деформаций удлинения с сейсмичностью на количественном уровне проведено с использованием величины скалярного момента (M_0). Для расчетов скорости реализации сейсмического момента M_0/T (где T – выбранный интервал времени) использована зависимость $M_0(K_p)$, полученная для Байкальской рифтовой системы по амплитудным спектрам Фурье объемных поперечных волн $\log M_0 \pm 0.60 = 1.03 \cdot K_p + 3.17$ [1]. Выявляется прямая зависимость между скоростью относительных деформаций и скоростью реализации сейсмического момента для инструментально зарегистрированной сейсмичности с $K_p \ge 9$ (данные БФ ГС СО РАН). При этом скорости реализации сейсмического момента, эквивалентной проявлению одного землетрясения с $K_p = 9$ в год, в пределах платформы соответствует значение \pounds , в два раза большее, чем в Забайкалье.

Для перевода значений геодезических деформаций в значения реализованной энергии мы использовали подход Дж. Андерсона [6]. При сопоставлении оказалось, что скорость реализации сейсмического момента за инструментальный период составляет первые проценты от скорости накопления геодезического момента, что согласуется с данными работы для сейсмотектонических деформаций [3]. Долговременная скорость реализации сейсмического момента в Южно-Байкальской впадине оценена по данным каталога землетрясений с М≥5 за период с 1742 по 2008 гг. В пределах ошибки скорость реализации сейсмического момента близка к скорости накопления геодезического момента, определенной по данным спутниковой геодезии.

Полученные соотношения скорости накопления и реализации деформации представляют новые возможности для оценок текущей сейсмической опасности, выявления зон с потенциально высоким уровнем сейсмической активности на базе данных геодезических измерений.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-98044 и 08-05-98113), проекта Программы РАН 16.9.

Литература

- 1. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // Физика Земли (в печати).
- 2. Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2001. Т. 376, № 4. С. 510–513.
- 3. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.
- 4. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 664–668.
- 5. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 263 с.
- 6. Anderson J.G. Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies // Bull. Seism. Soc. Am. 1979, V. 69. P. 135–158.
- Calais E., Lesne O., Deverchere J., Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Levi K.G. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25, № 21. P. 4003–4007.
- 8. San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y., Houdry F., Filippov A. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // Tectonics. 2000. V. 19, № 4, P. 707–722.
- 9. San'kov V.A., Miroshnitchenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. 21(2). P. 435–455.

Б.М. Седов¹, С.В. Курткин² ¹Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия ²Магаданский филиал ГС РАН, Магадан, Россия

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ШЕЛЬФА ПРИЛЕГАЮЩИХ МОРЕЙ

Чукотский полуостров и шельф прилегающих морей характеризуются самой высокой сейсмичностью в сравнении с соседними территориями Азии и Западной Аляски. Здесь в первой трети XX века телесейсмическими станциями зарегистрированы самые сильные для этого региона землетрясения. Благодаря слабой заселенности и особенностям жилищ чукчей, они не причиняли вреда. Сотрудники полярных станций также неоднократно сообщали о сильных землетрясениях. Тем не менее сейсмичность Чукотского полуострова оставалась неизученной до конца XX века. В конце 2002 г. вблизи пос. Нешкан, расположенного на берегу Чукотского моря, произошло землетрясение силой более 6 баллов. Его афтершоки, в том числе ощущавшиеся жителями, продолжались в течение нескольких лет. Афтершоки послужили поводом для проведения комплексных инструментальных и полевых сейсмологических исследований сейсмичности Чукотского полуострова и прилегающего шельфа морей.

По материалам глубинного сейсмического зондирования, выполненного методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ), по профилю Алеутские острова – Берингов пролив – Канадская котловина, а также наблюдениям методом широкого профиля, Чукотский полуостров и прилегающий шельф Чукотского моря находятся в пределах континентальной земной коры, мощностью 29-32 км [1]. В региональном поле силы тяжести в редукции Буге $\Delta g_{\rm b}$ Чукотскому полуострову в целом соответствуют отрицательные (-10÷ -20 мГл) значения [2]. На их фоне выделяется узкая линейная положительная аномалия (до 40 мГл), совпадающая с Колючинско-Мечигменской депрессией. В ее пределах установлены выходы ультрамафитов, предположительно триасового возраста. В магнитном поле им соответствуют узкие интенсивные знакопеременные локальные аномалии, позволяющие предполагать, что тела ультрамафитов в виде субпараллельных пластин имеют вертикальное падение. Они после резкого поворота в субширотном напралении следятся в геофизических полях в Мечигменском заливе. Колючинско-Мечигменскую депрессию отождествляют с одноименным глубинным разломом. В частности, с ним связывается и сейсмичность полуострова. По данным инструментальных наблюдений эпицентры землетрясений наряду с рассеянным (хаотическим) расположением образуют ряд линейных зон северо-восточного простирания, субпараллельных юго-восточному берегу Чукотского полуострова. В северной (Нешканской) зоне зафиксированы самые сильные землетрясения, эпицентры которых на суше находятся на глубине менее 5 км [3]. По данным НСП, в Чукотском море Нешканскую зону продолжает уступ амплитудой 40 м. Южная (Кичаунская) зона характеризуется многочисленными менее сильными землетрясениями, зафиксированными в верховьях р. Ионивеем и бухте Провидения. В пределах северо-восточного продолжения этой зоны зафиксированы одиночные эпицентры, закартированы несколько высокодебитных термальных (98 °C) источников. На снимках Google Earth выделяются линеаменты, совпадающие с разломами различных направлений. К одному из наиболее протяженных из них приурочено оз. Коолен (рисунок). Оно по форме и соотношению длины и ширины, контуру берегов аналогично оз. Байкал. Выступы на одной его стороне имеют соответствующие им выемки. Озеро имеет большую глубину и крутое дно. Из Коолена, как и из Байкала, вытекает единственная река Кооленевеем, долина которой располагается в зоне разлома, о чем свидетельствует цепочка озер, образующих прямую линию, смещенную к левому берегу долины (рисунок). На северном продолжении этого разлома находится группа Уэленских термальных источников.



Космоснимок Google Earth рифта оз. Коолен. Прерывистыми линиями обозначены линеаменты.

Озеро Коолен располагается в пределах одноименного купола, представленного выходами наиболее древних пород Чукотского полуострова. На юго-западном окончании Кичаунской сейсмической зоны выявлен ряд молодых антропогенных вулканитов и остатки вулканических построек [4].

Механизм наиболее сильных землетрясений Чукотского полуострова, произошедших вблизи пос. Нешкан, свидетельствует о растяжении. На северо-западном берегу Коолена встречены многочисленные будины серпентинизированных ультрамафитов, подтверждающих геодинамику растяжения. Условия растяжения в земной коре полуострова подтверждаются и многочисленными (более 50) термальными источниками. Состав их вод позволяет предполагать, что питаются они преимущественно поверхностными, в том числе и морскими, водами [5]. Источники, как и эпицентры землетрясений, почти исчезают за западной границей полуострова. Иное положение наблюдается на востоке. Источники известны и к востоку за Беринговым проливом на полуострове Сьюард (западная часть Аляски). Здесь же закартированы более обширные, чем на Чукотском полуострове, поля молодых вулканитов. На Сьюарде, благодаря большому количеству сейсмостанций, зафиксированы многочисленные землетрясения. Но наиболее сильные из них по энергии меньше, чем на Чукотском полуострове.

На прилегающем к полуострову шельфе Чукотского и Берингова морей зафиксирован ряд эпицентров землетрясений, которые продолжают известные зоны на суше. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о геодинамике растяжения территории Чукотского полуострова и прилегающего шельфа, определяющих сейсмотектонику и формирующих такие характерные морфологические структуры, как рифт оз. Коолен. Отметим сложное взаимоотношение тектонических нарушений с микрорифтом оз. Коолен. Как видно на снимке Google Earth, будучи приуроченным к самому протяженному из разломов, он находится в зоне их пересечения с дизъюнктивными структурами других простираний.

Помимо протяженных зон землетрясений, несмотря на редкую сеть сейсмостанций, на полуострове зафиксированы многочисленные единичные эпицентры рассеянной сейсмичности. Их возникновение обусловлено изостатическим выравниванием поверхности Чукотского полуострова и шельфа Чукотского моря, находившихся в период последнего гляциального максимума под сплошным покровом льда. Его северная граница ограничивалась современным бордерлендом, а на Чукотском полуострове она совпадала с южным побережьем [6]. Выводные ледники создали современные долины Лаврентия и Провидения, аналогичные норвежским фиордам на Скандинавском полуострове.

Литература

- 1. Tectonic Evolution of the Bering Shelf Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacept Landmasses / Ed. E.L. Miller, A. Grantz, and S. Klemperer. Geological Surveys Special Paper, 360, Boulder, 2002. 388 p.
- 2. Ганов А.П., Седов Б.М. Сейсмичность Восточной Чукотки в геофизических полях // Вестник СМУ. Магадан, 2006. С. 26–32.
- Седов Б.М., Курткин С.В., Мяки К.Дж. Макросейсмические исследования Восточной Чукотки // Вестник СМУ. 2005. С. 53–60.
- 4. Белов Е.М., Смыслов С.А., Талова Г.Н. Антропогенные вулканы Восточной Чукотки // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 82–86.
- Киевский А.Д., Седов Б.М. Связь гидротермальных источников с тектоническими нарушениями и сейсмичностью Чукотского полуострова // Чтения памяти акад. К.В. Симакова: Тез. докладов. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 33–35.
- Седов Б.М., Ганов А.П. Изостатическое выравнивание Восточной Чукотки и характер плейстоценового оледенения // Геология, география и биологическое разнообразие северо-востока России. Магадан: СВИЦ, 2006. С. 33–37.

Ю.К. Серафимова, В.А. Широков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

РЕАЛИЗАЦИЯ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (М≥7,6) ПО МЕТОДУ ФАЗОВЫХ ТРАЕКТОРИЙ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ ЗЕМЛИ

В работах [1–3] впервые исследовалось совместное влияние 19-летнего лунного прилива и 22-летнего солнечного цикла Хейла на возникновение сильных землетрясений. Обнаружена статистически значимая, с уровнем доверия более 0,95, связь космических ритмов с сейсмичностью для восьми регионов Тихоокеанского и четырех регионов Альпийско-Гималайского тектонического пояса. Полученные результаты основаны на методе фазовых траекторий (МФТ), позволяющем рассчитывать на ближайшие два десятилетия "опасные" временные интервалы ожидаемых сильных событий [1].

Обнаружены два типа эффектов взаимосвязи землетрясений с рассматриваемыми космическими ритмами. Первый (тип I) связан с влиянием на сейсмотектонические процессы 22-летнего солнечного ритма. В окрестности эпох минимумов циклов Хейла выявлена статистически значимая "опасная" фаза длительностью около полутора лет, имеющая планетарную природу. В Тихоокеанском поясе сейсмичности "опасная" Хейловская фаза начинается примерно за год до начала следующего цикла. Аналогичный эффект был выявлен по каталогам событий с $M \ge 6,0$ в Альпийско-Гималайском поясе сейсмичности (таблица). Сделано предположение [1], что выявленный эффект имеет общепланетарную природу и связан с неустойчивостью структуры межпланетного магнитного поля вблизи эпох минимумов 22-летних солнечных циклов. Второй тип (тип II) сейсмического отклика имеет региональную специфику, так как для каждого региона выделенные "опасные" окна приурочены к разным частям фазового квадрата (Φ_1, Φ_2). Координаты Φ_1 и Φ_2 соответствуют фазам 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного ритмов. В "опасные" фазовые окна попадает в среднем около 90 % рассматриваемых землетрясений (N_1 , таблица), что объясняется увеличением скорости Vсейсмотектонического движения (по определению Ю.В. Ризниченко [4]) в этих окнах за счет однонаправленного действия двух космических ритмов в соответствующих регионах [1].

Долгосрочный прогноз землетрясений по "методу фазовых траекторий" [1–3] для отдельных регионов Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского сейсмических поясов, оценка его эффективности *I* и его реализация

	Регион	Характеристика выборки землетрясений			Число "спрог-	Пло	Эффек-			
N₂		М	Период наблю- дений, годы	Число земле- рясе- ний, <i>N</i>	нози- рован- ных" земле- трясе- ний, N ₁	щадь "опас ных" окон, S _{опас}	тив- ность прогно- за, <i>I</i> =(<i>N</i> ₁ / <i>N</i>)/ <i>S</i> _{опас}	Сейсмоопасный интервал на пе- риод до 2027 г.	События, произо- шедшие в период апрель 2006 – но- ябрь 2008 гг. (тип I)	
	Весь мир (тип I)	$M \geq 7.6$						X.2006 - I.2008*	1. 20060420, Мw = 7.6, Камчат-	
Ι	Камчатка	$M_W \geq 7.6$	1737-2007	14	14	0.18	5.6	XI.2014 - VII.2017	ка, Олюторское з-е 2. 20060503, Mw = 8.0, о-ва Новые Гебриды	
II	Куриль- ские острова	$M \ge 7.5$	1780-2007	29	27	0.33	2.8	VIII.2012 – II.2016		
III	Япония	$M \geq 7.9$	1894-2007	20	17	0.29	2.9	XII.2007 – III.2010 I.2025 – 2027	Mw = 7.7, o. <i>Hea</i> 4, 20061115.	
IV	Алеутские острова	$M \geq 7.5$	1849-2007	26	21	0.31	2.6	XII.2012 - VII.2014 V.2021 - I.2023	Mw = 8.3, Курильские о-ва,	
v	Филип- пинские острова	$M \ge 7.8$	1897-2007	17	16	0.28	3.3	I.2010 – XII.2011 X.2015 – IX.2016 IX.2026 – IV.2027	з-е Симуширское I 5. 20070113, Мw = 8.1, Курильские о-ва, 3-е Симуширское II 6. 20070401, Мw = 8.1, Соломоновы о-ва 7. 20070815, Мw = 8.0, Южная Америка 8. 20070912, Мw = 8.5, о. Суматра 9. 20071114,	
VI	о. Новая Гвинея	$M \ge 7.5$	1899-2007	17	16	0.29	3.2	XII.2011 – X.2012 VII.2020 – VII.2024		
VII	о-ва Новые Гебриды	$M \ge 7.6$	1900-2007	18	15	0.24	3.5	VIII.2009 – II.2010 X.2014 – XII.2015		
VIII	Южная Америка	$M \geq 7.6$	1868-2007	22	22	0.24	4.1	I		
IX	Кавказ	$\begin{array}{c} M \geq 6.0 \\ M \geq 6.5 \end{array}$	1830-1974 1975-2008	34	30	0.28	3.2	XII.2007-I.2010 II.2018 – VIII.2019		
Х	Западная Туркмения	$\begin{array}{c} M \geq 6.4 \\ M \geq 6.9 \end{array}$	1879-1974 1975-2008	14	13	0.2	4.6	V.2018 – X.2018 II.2024 – III.2025		
XI	Средняя Азия	$\begin{array}{c} M \geq 6.7 \\ M \geq 7.2 \end{array}$	1885-1974 1975-2008	26	26	0.39	2.6	IX.2010 – XI.2011 XII.2015 – IV.2017	Mw = 7.7, Южная Америка 10. 20080512, Mw = 7.9, Китай, Сычуаньское з-е	
XI + XII	Средняя Азия + Китай	$M \ge 7.3$	1897-2008	53	51	0.47	2.1	XII.2007 – III.2009 XII.2015 – II.2017		

Примечание: Глубины землетрясений для всех регионов 0–100 км, для регионов X и XI – 0–60 км. * – апрель 2006 г. – ноябрь 2008 г. (пояснения в тексте).

В 2006 г. впервые на основе использования метода МФТ сделан прогноз на ближайшие 20 лет [1]. На основании выявленного эффекта I типа в реальном времени сделан следующий прогноз "Если эпоха минимума следующего цикла начнется ориентировочно в середине второго полугодия 2007 г., то в интервале октябрь 2006 – январь 2008 гг. в Тихоокеанском поясе будет существенно повышена вероятность возникновения сильных землетрясений с $M \ge 7,6$ по сравнению со средней многолетней повторяемостью и цунами". Далее было указано, что "...с большим основанием можно предположить, что до января 2008 г. вероятность возникновения наиболее сильных сейсмических событий в различных регионах Земли будет повышенной". В этот период ожидалось от двух до шести землетрясений с $M \ge 7,6$. В соответствии с данным прогнозом в Тихоокеанском поясе произошло пять землетрясений с $M \ge 7,6$, а также два события в р-не о. Суматра (по данным каталога NEIC).

В соответствии с эффектом типа II даны прогнозы сильных землетрясений для восьми регионов Тихоокеанского и четырех регионов Альпийско-Гималайского тектонического пояса на ближайшие два десятилетия (таблица).

"Опасные" временные интервалы для будущих событий определяются на основе расчета времени пересечений траектории соответствующего цикла Хейла с выделенными "опасными" окнами. Для этого необходимо знать даты эпох минимумов 22-летних Хейловских циклов, определяемых как среднемесячное значение чисел Вольфа в годовых интервалах. С конца 2006 г. наблюдается аномальный по продолжительности за последние сто лет минимум солнечной активности, который по состоянию на 15 февраля 2009 г. смещался с декабря 2006 года до июля 2008 г. по данным [Ишков В.Н., <u>http://www.izmiran.ru/services/saf/]</u> и до сих пор окончательно не определен. В месячных вариациях чисел Вольфа четко обнаруживается два глубоких минимума, поэтому вместо указанного в прогнозе (таблица) 16-месячного интервала далее используется интервал длительностью 32 месяца, приуроченный к периоду апрель 2006 г. – ноябрь 2008 г., который считается "опасным". По данным каталога NEIC, в указанном интервале (без учета афтершока землетрясения 12.09.2007 г., M = 8,5) в мире произошло 10 событий (*n*). Введем параметр $V = n \times M_{max}$, который в первом приближении пропорционален скорости сейсмотектонического движения [4]. Для указанного интервала $V = 10 \times 8,5 = 85$. Расчеты показывают, что величина V для этого интервала оказалась максимальной среди тринадцати 32-месячных последовательных интервалов в период 1974–2008 гг. Этот интервал выбран потому, что с 1973 г. имеется однородный по оценкам магнитудам каталог NEIC. Полученный результат служит дополнительным подтверждением уникальности текущего минимума солнечной активности. Предполагается, что в период декабрь 2008 г. – июль 2011 г. уровень активности землетрясений мира с $M \ge 7,6$ (без учета афтершоков и зависимых событий) будет существенно меньше, чем в предыдущем 32-месячном интервале.

На основе разработанного МФТ даны прогнозы возникновения сильных землетрясений для отдельных регионов мира на ближайшие 20 лет и сделаны оценки эффективности *I* прогнозов по ретроспективным данным (таблица). Под эффективностью понимается отношение доли "спрогнозированных" событий от их общего количества в регионах к доле "времени тревог" за весь период наблюдений [5].

Анализ однородного каталога землетрясений NEIC Геологической службы США с магнитудой М ≥ 7,6 (1973–2008 гг.) показал, что уровень сейсмичности 2006–2008 гг., приуроченный к эпохе минимума зарождающегося 24-го 11-летнего цикла солнечной активности, оказался максимальным для последних 25 лет. Это объясняется аномально продолжительной за последние 100 лет фазой минимума чисел Вольфа 2006–2008 гг. Предполагается, что в период декабрь 2008 г. – июль 2011 г. уровень сейсмичности Земли по сравнению с предыдущим 32-месячным интервалом существенно снизится.

В 2006 г. в соответствии с МФТ авторами был опубликован прогноз о повышенной активности землетрясений мира с М \geq 7,6 в период ноябрь 2006 г. – январь 2008 г., который оправдался [1]. В это время произошло шесть событий с М \geq 7,7. Представлены оценки эффективности долгосрочного прогноза землетрясений для 12 высокосейсмичных регионов Земли по ретроспективным данным.

Литература

- 1. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 120–133.
- Широков В.А., Серафимова Ю.К. Методика прогноза сильных землетрясений с магнитудой M ≥ 7,6 и оценка ее эффективности для различных регионов Земли // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14–17 авг. 2007 г. Сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 482–489.
- 3. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Сильные землетрясения Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и извержения вулканов: влияние солнечной активности и земных приливов, прогноз событий до 2030 г. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции 13–17 октября 2008 г. в 2-х томах. М.: ИФЗ, 2008. Т. 2. С. 365–368.
- 4. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс // Физика Земли. 1976. № 1. С. 23–31.
- 5. Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.

В.Г. Спунгин

Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ, ЕЕ СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ СРЕДЫ И ЭКЗОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

Автор более 10 лет изучает пространственно-временные и амплитудно-частотные характеристики естественных микросейсмических событий, их связи с современной тектонической активностью, экзогенными факторами и особенностями блокового строения локальных участков ВосточноЕвропейской платформы [1]. Наблюдения выполняются с мобильной сетью из трех – шести сейсмических пунктов, размещаемых на поверхности исследуемого участка. Расстояние между пунктами 100 - 300 м. Используются сейсмоприемники СМ-3КВЭ с коэффициентом преобразования сейсмического канала $\sim 4 \cdot 10^5$ В/м/с, в полосе 0,5 - 40 Гц. Методика наблюдений и выделения сейсмических сигналов позволяет регистрировать естественные сейсмические события от -2...-1 энергетических классов 1-2 (энерговыделение в очаге от $10^1 - 10^2$ Дж). Исследуется микросейсмическая активность участков площадью от первых км² и элементов их тектонического строения – зон разрывных нарушений, отдельных структурно-тектонических блоков с размерами от первых сотен метров.

К настоящему времени имеются материалы наблюдений более чем на 30 локальных участках российской части Фенноскандии, Воронежского кристаллического массива, кряжа Карпинского, Московской синеклизы и др. Установлены связи микросейсмичности с разрывной тектоникой, составом горных пород, тенденциями напряженного состояния блоковой среды и некоторыми экзогенными факторами. Основная цель исследований – детальное изучение природы микросейсмичности и выделение ее эндогенной (тектонической) составляющей.

Исследуемые микросейсмические события (МС) по форме представляют сложный цуг колебаний радиоимпульсного типа длительностью около 0,5 - 3,0 с, иногда более. Частотный спектр сигналов МС разнообразен и охватывает практически весь рабочий диапазон регистрации. В пределах одного участка нередко регистрируются два – три характерных по частоте и длительности типа сигналов МС, один из которых обычно сравнительно высокочастотный (>20 Гц), другой – низкочастотный (<10 Гц) или широкополосный (5 - 20 Гц). При этом низкочастотные МС, зарегистрированные на разных участках, могут заметно отличаться по своей преимущественной частоте. Так, для МС участка Паанаярви (Северная Карелия), сложенного кварцевыми порфирами, была характерна частота около 5 Гц, а для МС участка Заонежье (Заонежский п-в), на поверхности которого выходят массивные габбро-дибазы, характерной была частота около 8 Гц, что обусловлено характерными размерами блоков на участках наблюдений. Реже встречаются участки, когда для подавляющей части МС характерен один тип сигнала. Например, на участке Калевала (10 км к востоку от одноименного города), представляющем собой гладкий, зализанный ледником, слаботрещиноватый «бараний лоб», сложенный раннепротерозойскими основными вулканитами, наблюдались преимущественно высокочастотные МС, с преобладающей частотой около 30 Гц.

Временное распределение микросейсмических событий в целом подобно режиму более сильных сейсмических событий. Отмечаются периоды высокой активности и периоды затишья. Их длительность, интенсивность среднечасовой и среднесуточной эмиссии МС различны и зависят, очевидно, от региональной геодинамической обстановки, блокового строения и состава горных пород на участках наблюдения.

На участках, характеризующихся повышенной современной активностью (по геоморфологическим признакам, распространению постледниковых сейсмодислокаций, региональной сейсмичности и др.), длительность периодов интенсивной эмиссии MC составляет от одного до 6, иногда до 10 часов, затишья до 6 – 10 часов. Максимальная интенсивность микросейсмической эмиссии достигала 15 - 40 событий в час, и ~ до 100 событий в сутки, среднесуточная ~ до 30 MC.

Установлена связь (корреляция) интенсивности эмиссии МС с волнами лунно-солнечного прилива и атмосферным давлением. Коэффициенты корреляции относительно невелики, а связи указанных параметров проявляются не всегда, не одинаково на разных участках и, очевидно, зависят от особенностей блокового строения и региональной геодинамической ситуации.

Так, на участке Паанаярви, расположенном в зоне регионального неотектонического Паанаярвско-Кукасозерского разлома, интерпретируемого как правосторонний сдвиг, отмечена связь интенсивности эмиссии МС с суточной приливной гармоникой. Периоды наибольшей эмиссии МС наблюдались на заходе Луны, когда были максимальны горизонтальные составляющие лунносолнечного прилива. На участке Калевала отмечена связь с длиннопериодной приливной гармоникой, MSF или MF. Наблюдения (всего около 7 суток) проводились в период убывающей Луны, от квадратуры к сизигии, в данном случае новолунию. В этот период наблюдалось постепенное увеличение среднесуточной эмиссии MC (до 3 – 4 раз), а среднечасовая увеличилась более чем на порядок.

На участке Заонежский отмечена отрицательная корреляция интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением. Так, за трое суток (с 13.08.06 по 16.08.06) вместе с понижением атмосферного давления, от 760 мм до 750 мм, интенсивность среднесуточной эмиссии возросла от 12 MC/сутки до 27 MC/сутки. И далее в период с 17.08.06 по 19.08.06, одновременно с периодом наиболее низкого атмосферного давления (749 мм), интенсивность эмиссии MC достигла своего максимума – 103 MC/сутки. При этом заметной корреляции с приливными гармониками не выявлено. Очевидно, что связь интенсивности эмиссии MC с тем или иным экзогенным фактором имеет сложный характер и проявляется, весьма вероятно, в случае согласной ориентировки действия современных тектонических сил, экзогенных факторов и направления блоковых границ на участке наблюдений.

Пространственное распределение микросейсмических событий маркирует зоны разрывных нарушений, активные на современном этапе тектонического развития, что было установлено в первые же годы исследований [2]. Обобщая данные наблюдений на всех участках ВЕП можно отметить, что интенсивность эмиссии МС в зоне разрывного нарушения и краевых частях контактирующих блоков примерно на порядок больше по сравнению с количеством МС, излучаемых в пределах центральных частей блоков, разделяемых этим нарушением. При этом приуроченность источников МС к локальным разрывным нарушениям определяется не столько уровнем региональных геодинамических напряжений, сколько степенью реологической контрастности зон разрывных нарушений относительно разграничиваемых ими блоков.

На участке Паанаярви особенности пространственного распределения эпицентров МС предположительно связываются с геодинамическими ситуациями сжатия и растяжения. Распределение преобладающих частот МС (общим числом 112 событий) имело полимодальный характер с наиболее выраженными модами – 5 и 11 Гц. При этом события разного частотного состава сформировали две обособленные в пространстве группы, приблизительно одинаковые по количеству МС (рисунок).



Схема блоковой делимости участка Паанаярви и пространственное распределение эпицентров микросейсмических событий, зарегистрированных с 4 по 11 июля 2004 г.

1 – наиболее высокоприподнятые в рельефе блоки (более 250 м по вершинной поверхности); 2 – более низкие части высокоприподнятых блоков или блоки, отставшие в поднятии; 3 – относительно слабоприподнятые окраинные части блоков; 4 – наиболее низко расположенные блоки (до высот 200 м); 5 – предполагаемые зоны растяжения; 6 – основные межблоковые и внутриблоковые границы трещинно-разрывной природы (сплошная линия) и второстепенные внутриблоковые границы (пунктир); 7 – эпицентры МС с энергией в очаге (10⁵ – 10⁶) Дж, с преобладающей частотой сигнала 2 – 9 Гц (а) и 9 – 40 Гц (б); 8 – эпицентры МС с энергией в очаге 10⁴ – 10⁵ Дж, с преобладающей частотой сигнала 4 – 7 Гц (а) и 10 – 14 Гц (б); 9 – пункты сейсмических наблюдений.

Относительно низкочастотные MC сконцентрированы в группе, линейно вытянутой в север-северовосточном направлении (азимут \approx 70 °). Вторые представляют собой эллипсовидное облако, большая ось которого имеет север-северо-восточное простирание (азимут \approx 25 °). При этом обе группы образуют неявный кулисный ряд, отражающий особенности современной геодинамики данного участка, находящей объяснение с позиций объемного сдвигания блоковой среды. Из материалов наблюдений сильных землетрясений известно, что последние различаются по частотному диапазону максимума излучаемой энергии. Землетрясения, приуроченные к дивергентным тектоническим зонам, в среднем являются более длиннопериодными, чем землетрясения в конвергентных зонах. Установлено также, что очаги взбросового типа в среднем излучают энергию в более высокочастотном диапазоне, чем сдвиговые [3]. По аналогии, область сгущения эпицентров низкочастотных MC на участке Паанаярви отражает, видимо, область активизации современного растяжения, а высокочастотных, соответственно, область сжатия. При этом общая структура системы разрывов, по своему диагональному расположению к простиранию главного разрыва, может быть интерпретирована как серия развивающихся трещин отрыва.

Работа поддержана РФФИ, проект № 05-05-65107.

Литература

- Спунгин В.Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2. Микросейсмичность / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 81–90.
- 2. Спунгин В.Г., Дубиня В.А., Иванченко Г.Н. Экспрессная диагностика структуры и геодинамики массива горных пород на основе анализа микросейсмических колебаний // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 42–50.
- 3. Лыскова Е.Л. Квантификация землетрясений и сравнительный анализ очагов на основе спектров Р-волн: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. СПб, 1999. 36 с.

А.Л. Стром Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

ВОЛНОВЫЕ ПРИРАЗЛОМНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПРИ СЕЙСМОГЕННОМ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИИ

Неравномерное распределение смещений вдоль разломов, нередко с многократным чередованием высокоамплитудных и малоамплитудных участков [5], свидетельствует о деформировании прилегающих к разрыву блоков в процессе сейсмогенного смещения. Наиболее ярко это проявляется при формировании сдвиговых разрывов, при которых изменение амплитуды смещения может быть изучено на значительном протяжении. Очевидно, что в этом случае блоки, расположенные в крыльях разрыва, испытывают деформации сжатия-растяжения (рис. 1). Поскольку амплитуды сдвиговых смещений то нарастают, то уменьшаются, это означает, что отдельные участки испытали продольное сжатие, а другие, соответственно, продольное растяжение.



Рис. 1. Схема чередования участков, испытавших продольное сжатие (№ 2), продольное растяжение (№ 1, 4) и недеформированного (№ 3) при формировании сдвига. D₂>D₁, D₃<D₂, D₄=D₃, D₅>D₄; S1>L1, S2<L2, S3=L3, S4>L4, где L(1-4) – исходное расстояние между реперами; S(1-4) – расстояние между реперами после деформации; D(1-4) – амплитуда смещения реперов.

Иногда неравномерность присдвиговых деформаций приводит к формированию нарушений, поперечных к простиранию основного сдвигового разлома. В качестве примера можно привести Тормхонский надвиг, образовавшийся при Гоби-Алтайском землетрясении и ориентированный косо по отношению к основному Долиноозерскому разлому [2–4]. Его формирование можно связывать с локальным субширотным сжатием в межгорной перемычке между хребтами Ихэ-Богдо и Бага-Богдо, обусловленным большим смещением массива Ихэ-Богдо в восточном направлении по сравнению с массивом Бага-Богдо.

Однако амплитуда сдвиговых смещений может существенно изменяться на расстоянии всего в 10–20 метров, не сопровождаясь при этом видимыми поперечными разрывами. Так, быстрое уменьшение амплитуд подвижек с 5 м практически до нуля отмечено на протяжении нескольких десятков метров при землетрясении 1990 г. на о. Лусон [9, 12]. В принципе, подобные явления могут быть объяснены как следствие срыва рыхлых грунтов с основания при резкой сейсмической подвижке или, что тоже вероятно, при более однородном смещении на глубине. С другой стороны, известны значительные (примерно в 2,5 раза) изменения амплитуд смещений по разрывам, зафиксированным и на поверхности и в подземных выработках на глубине в несколько сотен метров, т.е. проходящим заведомо в коренных породах [10, 11].

Анализ распределения деформаций сжатия и растяжения вдоль сдвиговых сейсмогенных разрывов показывает, что в большинстве случаев оно имеет волнообразный характер (рис. 2). К сожалению, существенная неоднородность данных о распределении смещений вдоль разрывов и неравномерность распределения точек измерения вдоль конкретных нарушений затрудняют выделение характерных длин таких "волн деформации".



Рис. 2. Распределение сдвиговых смещений (A), относительных (Б) и абсолютных (B) величин деформаций сжатия-растяжения вдоль разрыва, образовавшегося при Филиппинском землетрясении 16.07.1990 г. (по данным о смещениях из работы [9]).

Величины относительных деформаций сжатия/растяжения вдоль разрыва при этом достигают иногда достаточно высоких значений (3-5×10⁻³). Это приводит к формированию мелкой внутриблоковой трещиноватости и/или уплотнению/разуплотнению грунта. В качестве примера можно привести строение висячего крыла сейсмогенного уступа в зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома на севере Сахалина [6] (рис. 3).

Блок, расположенный в поднятом крыле уступа, разбит трещинами отрыва двух систем – северо-восточного и субширотного простирания, шириной до 3–5 см, сужающимися и затухающими книзу. Преобладают трещины первой системы. Трещины аналогичной ориентировки были задокументированы в этом же (восточном) крыле разрыва и примерно в 1,5 км севернее в канаве, пройденной при геолого-съемочных работах в 1957 г.



BCB

Рис. 3. Схема строения северной стенки канавы, пройденной в зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома в 150 м севернее р. Сабо.

1 – почва и подпочвенные супеси с галькой; 2 – пески светло-серые, тонкие, неслоистые; 3 – гравелиты светложелтые, косослоистые, местами слабоожелезненные; 4 – пески светло-серые, с многочисленными тонкими прослоями и линзами гравия; 5 – пески светло-серые, тонкие, неслоистые, в верхней части с отдельными прослоями гравия; 6 – чередование слоев и линз ярко-желтого песка и разноцветных глин; 7 – трещины отрыва (для некоторых из них указаны элементы залегания); 8 – трещины скола; 9 – прослои гравия среди песков; 10 – контуры фрагментов, показанных на рисунке, A, Б, В, Г.

Судя по ориентировке трещин отрыва, расположенных под острым углом к простиранию уступа или вкрест него, движения имели существенную сдвиговую компоненту. Образование отрывов свидетельствует о том, что на данном участке имело место растяжение вдоль разрыва. Приуроченность и отрывов, и субгоризонтальных сколов исключительно к поднятому крылу уступа указывает на то, что активным при всех этих перемещениях было именно восточное крыло разрыва, которое и испытало "внутренние" деформации.

Чередование участков, испытавших продольное сжатие и растяжение при сдвиговой деформации, было также установлено С.А. Борняковым в ходе экспериментов по моделированию процессов формирования сдвиговых зон [1]. Между экспериментальными и натурными данными имеет место существенное сходство. Поскольку в ходе экспериментов моделировались процессы, протекающие в ином, "геологическом", масштабе времени, можно полагать, что отмеченная закономерность имеет достаточно общий характер и отражает фундаментальные особенности процессов сдвигообразования в приповерхностной части земной коры.

Чередование участков сжатия и растяжения вдоль направления смещения, по-видимому, имеет место и у разрывов с преимущественно вертикальным характером перемещений – сбросов и взбросов (надвигов). Неравномерное распределение деформаций по падению небольших разрывов (сбросов и взбросов), приводящее к немеханическому массопереносу (растворение под давлением в областях сжатия и отложение вещества в областях растяжения), отмечалось, в частности, при детальных структурно-геологических исследованиях [8, 7].

Эти наблюдения, выполненные на совершенно другом масштабном уровне, равно как и упомянутые выше сведения о несовпадении амплитуд сейсмогенных смещений, зафиксированных одновременно на поверхности и в туннелях, подтверждают универсальность отмеченного явления – чередования участков продольного сжатия и растяжения – при формировании не только сдвиговых (в геологическом понимании этого термина), но и любых сколовых разрывных нарушений.

Очевидным следствием описанного волнового распределения деформаций вдоль направления смещения по разрыву должно быть чередование участков вдоль сейсмогенных сдвигов, характеризующихся различными формами вторичных остаточных деформаций и, соответственно, разным воздействием на здания и сооружения.

Литература

 Борняков С.А. Количественный анализ популяций смещений в сдвиговой зоне. Геологическая среда и сейсмический процесс // Материалы Всероссийской межрегиональной конференции, Иркутск, 2-5 сентября 1977 г., Иркутск, с. 69.

2. Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М., 1963. 392 с.

- 3. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 136. М.: Наука, 1965. 212 с.
- Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Ващилов Ю.А. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С 5–55.
- 5. Стром А.Л., Никонов А.А. Распределение смещений вдоль сейсмогенных разрывов и учет неравномерности подвижек при палеосейсмологических исследованиях // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С 47–59.
- 6. Besstrashnov V.M., Strom A.L. Traces of Prehistoric Earthquakes along the Hokkaido-Sakhalin Fault, Northern Sakhalin // 8th International IAEG Congress, Balkema, 1998. P. 697–702.
- 7. Canole P., Odone F., Polve M. Heterogeneous strain associated with normal faulting: evidence of mass transfer by pressure solution associated with fault displacement // Tectonophysics. 1997. 283. P. 129–143.
- Mollema P.N., Antonellini M.A. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone // Tectonophysics. 1996. 267. P. 209–228.
- 9. Nakata T., Tsutsumi H., Punongbayan R.S., Rimando R.E., Daligdig J., Daag A. Surface faulting associated with the Philippine earthquake of 1990 // Journal of Geography. 1990. 99. P. 515–532.
- 10. Otuka Y. The geomorphology and geology of Northern Izu peninsula, the earthquake fissures of November 26, 1930, and the pre and post-seismic crust deformations // Bulletin Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo. 1933. Vol. 11. P. 530–574.
- 11. Tsuneishi Y., Ito T., Kano K. Surface faulting associated with the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake. Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo Univ. 1978. Vol. 53. P. 649–674.
- Yomogida K., Nakata T. Large slip velocity of the surface rupture associated with the 1990 Luzon earthquake // Geophysical Research Letters. 1994. 21. P. 1799–1802.

В.Д. Суворов¹, Е.А. Мельник¹, Ц.А. Тубанов²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия ² Институт геологических наук Бурятского филиала СО РАН, Улан-Удэ, Россия

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Рассматривается комплекс геофизических данных (сейсмических, гравитационных и реологических) о структуре и деформационных характеристиках земной коры Байкальского рифта и их связь с распределением очагов землетрясений.

Скоростная модель коры по сейсмическим данным (профиль ГСЗ п. Усть-Уда – п. Оймур – п. Хилок, приведенным в работе С.В. Крылова и др., использована в качестве базовой для изучения двумерного распределения плотности, согласованной с гравитационным полем. Реологическая модель земной коры описывается упругими модулями, сдвиговой прочностью и коэффициентом внутреннего трения, изменяющимися только с глубиной, по С.В. Гольдину и др. Аномальное понижение коэффициента внутреннего трения в нижней части земной коры подобрано таким образом, чтобы в структуре ее деформаций оказались представленными: 1) сводовое поднятие земной поверхности, 2) рельеф Мохо, 3) форма астеносферного выступа, 4) кайнозойские приповерхностные геологические структуры. При этом ведущая роль в характере распределения деформаций принадлежит двумерному распределению плотности в земной коре и, особенно, астеносферному выступу в верхней мантии.

Показана высокая корреляция изменений с глубиной коэффициентов внутреннего трения и петрофизической неоднородности (химической по Буллену и Магницкому). Последний характеризует степень изменений плотности и модуля всестороннего сжатия с глубиной. В Байкальской рифтовой зоне его величина уменьшается в верхней коре от 30–40 до 5–8 на глубине 10–20 км и сохраняется на этом уровне вплоть до Мохо. Область стабилизации коэффициента петрофизической неоднородности соответствует сейсмоактивному интервалу, в котором располагаются очаги землетрясений.

Т.Ю. Тверитинова Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

ВОЛНОВАЯ ТЕКТОНИКА ЗЕМЛИ

Формирование тектоносферы происходит в условиях интерференции тектонических сил, вызванных радиальными и тангенциальными напряжениями [12]. Радиальные напряжения связаны с действием силы тяжести, обусловливая гравитационную дифференциацию вещества, вертикальное расплющивание горных масс, их субгоризонтальное течение и сопутствующие складчаторазрывные деформации. Тангенциальные напряжения связаны с ротационным режимом планеты, вызывая перестройку фигуры Земли, перераспределение вещества в ее глубинных сферах, западный дрейф горных масс в ее верхних горизонтах, смену планов деформаций. Региональные геологические данные свидетельствуют о закономерном расположении в литосфере и циклическом характере развития положительных и отрицательных геологических структур и наличии между ними асимметричных переходных зон, выраженных сочетаниями разновергентных разрывно-складчатых деформаций. Указанные закономерности могут быть объяснены в рамках волновой концепции строения и развития литосферы Земли, в основу которой могут быть положены следующие положения.

1. Важнейшей закономерностью развития Земли является цикличность геологических процессов – чередование в ее истории глобальных общепланетарных эпох сжатия и растяжения, выражающихся в пульсационном изменении объема если не всей Земли, то, по крайней мере, ее внешней оболочки – литосферы [1–3, 9, 15 и др.]. Пульсационная динамика Земли выражается в закономерной смене общепланетарных полей напряжений [4–5, 13], а также в закономерной смене на поверхности Земли структур сжатия и растяжения. Анализ пульсационной динамики Земли указывает на существование циклов разных порядков. Наиболее крупными циклами являются циклы с периодом около 1 млрд лет; их осложняют циклы с периодом в 200 млн лет, которые, в свою очередь, осложняются еще более мелкими циклами продолжительностью в десятки и менее млн лет [9].

2. Современная структура поверхности Земли характеризуется закономерным структурным рисунком [11] с проявлением элементов симметрии и асимметрии [16], что указывает на общепланетарную организованность структуры литосферы.

3. Распределение разнопорядковых геологических структур на поверхности Земли подчиняется знакопеременному закону, т.е. положительные структуры литосферы разного размера чередуются с отрицательными структурами того же порядка. В зонах сочленения положительных и отрицательных структур возникают асимметричные вергентные структуры, отражающие направленность деформационного процесса.

4. Геологические структуры, связанные с растяжением и сжатием Земли, проявляются поразному. Для малых структурных форм в условиях растяжения обычно формируются отрицательные структуры, в условиях сжатия – в первую очередь – положительные, на фоне которых могут формироваться также и отрицательные структуры. То же самое характерно и для более крупных структур литосферы [6, 11 и др.].

5. Процессы сжатия и растяжения литосферы можно представить в виде миграций различных геологических и тектонических процессов, скорости которых близки скоростям субдукции и деформации [8] и составляют для континентов в среднем 1–10 мм/год, для океанов – 10–100 мм/год [14].

6. Характерной чертой современного структурного облика Земли является ее асимметрия, выраженная в наличии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов [10 и др.]. Эти сегменты друг от друга отличаются, в первую очередь, скоростями спрединга в океанах: медленными в Индо-Атлантическом сегменте и быстрыми – в Тихоокеанском сегменте.

Приведенные данные позволяют предложить концепцию, опирающуюся на физические представления о волновых процессах.

1. Закономерное знакопеременное распределение разноранговых структур на поверхности Земли может рассматриваться как разнопорядковая латеральная волновая геодинамика [7].

2. Пульсации Земли могут быть представлены как объемные волны сжатия и разрежения, распространяющиеся вдоль радиуса Земли с периодами от нескольких сотен миллионов до миллиарда лет. Поля напряжений и деформаций в такой волне, в соответствии с данными работ [4, 13], должны закономерно изменяться от взбросовых до сбросовых через сдвиговые. Природа таких пульсаций должна быть установлена в рамках волновой тектонофизической модели.

3. «Физические законы сохранения и тектонические модели должны быть взаимно увязаны». Поэтому, вследствие нелинейных свойств геологической среды, взаимодействие литосферных волн различных порядков (разных длин и частот) будет приводить к изменению их амплитуд соответствующих им «наклонов» земной поверхности.

4. В рамках волновой концепции естественно предположить, что Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты должны соответствовать волновым структурам Земли первого (наибольшего по масштабу) порядка. Тогда, на основании разности в скоростях спрединга, Тихоокеанский сегмент должен представлять собой структуру относительного растяжения, а Индо-Атлантический – структуру относительного сжатия, на фоне которой, наряду с «положительными» структурами – конти-
нентами, формируются и «отрицательные» структуры – океаны. Континенты и «малые» океаны – Индийский, Атлантический, Северный Ледовитый – в рамках таких построений должны являться, соответственно, волновыми структурами Земли второго порядка. Тогда положительные и отрицательные структуры и на континентах, и в океанах должны будут представлять собой волновые структуры более высоких порядков.

5. Вещество земной коры, которое в результате такого взаимодействия литосферных волн окажется расположенным выше уровня геоида, будет испытывать дополнительную деформацию, что проявится в виде формирования направленных (вергентных) тектонических потоков. Взаимодействие волн, соответствующих уровням континентально-океанического (Индо-Атлантического) и океанического (Тихоокеанского) сегментов Земли, должно будет привести к формированию аномальных по размерам зон нарушения геостатического равновесия. В таких зонах будут формироваться комплексы вергентных в сторону Тихого океана структур, включая аккреционные складчато-надвиговые призмы в верхней части литосферы и зоны субдукции – в ее нижней части. Взаимодействие волн, соответствующих структурам более высокого порядка, приведет к формированию вергентных текто-нических потоков более высоких порядков и в других районах Земли.

6. Рост Индо-Атлантического сегмента, осуществляемый за счет Тихоокеанского сегмента, может указывать на продолжение или, по крайней мере, на активное проявление общепланетарной современной эпохи сжатия.

Литература

- 1. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
- 2. Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Геохронологическая шкала как объект приложения астрономической модели // Вестник Моск. ун-та. Геология. 1999. № 1. С. 12–18.
- Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в тектоническом развитии литосферы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 56–60.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики (Тр. ГИН РАН; Вып. 515). М.: Наука, 1999. С. 108–125.
- 5. Гущенко О.И., Копп М.Л., Корчемагин В.А., Леонов Ю.Г. и др. Продольные волны дизъюнктивных деформаций юго-восточной части Русской плиты и ее горного обрамления // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 173–176.
- 6. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Геоид и деформации в тектоносфере // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 85–91.
- 7. Кузнецов О.Л. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере и эволюция геологических процессов // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 63–81.
- 8. Кукал З. Скорости геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
- 9. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3-24.
- 10. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Меланхолина Е.Н. Главнейшая структурная асимметрия Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 285–314.
- 11. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.:1980. С. 145–216.
- 12. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю. Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах http://www.kscnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/tvertinov.htm.
- Тверитинова Т.Ю. Эволюция общепланетарных полей напряжений как доказательство пульсационной динамики Земли // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы (Труды Всероссийского совещания "Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность" (Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003 г.)). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 189–193.
- 14. Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника и вергентность структур сжатия Земли // Вихри в геологических процессах http://www.kscnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/tvertinova.htm.
- 15. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.
- 16. Шолпо В.Н. Симметрии и антисимметрии в структуре Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 461–475.

КАЙНОЗОЙСКИЕ БАЗАЛЬТЫ И СОДЕРЖАЩИЕСЯ В НИХ ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ АНИЗОТРОПНОЙ И ИЗОТРОПНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Пространственные соотношения анизотропных и изотропных областей мантии являются предметом интерпретации скоростей сейсмических волн. Независимую информацию о мантийной структуре дает изучение микроструктуры мантийных ксенолитов и пространственно-временного распределения мантийного базальтового магматизма. В качестве объекта наших исследований в настоящей работе служит кайнозойский магматизм территории Центральной Монголии, но его изучение основано на понятиях и подходах, сложившихся в процессе выяснения закономерностей эволюции магматизма Байкальской рифтовой системы. В отличие от сейсмических изображений, дающих представление о современной скоростной структуре мантии, геохимические и петрологические построения по магматическим породам с учетом геохронологических данных открывают возможность реконструкций глубинной динамики в пространстве и времени.

Анизотропная структура в верхней мантии Азии была впервые выявлена по результатам изучения включений шпинелевых лерцолитов из позднекайнозойских базальтоидов хр. Удокан [3]. В лавах, излившихся в полосе шириной 7–8 км, протягивающейся вдоль субширотной осевой части хребта на 70–80 км, были обнаружены сильно деформированные мантийные ксенолиты с гранулобластической и порфиробластической структурой. Микроструктурные исследования выявили упорядоченность оливинов по трем осям оптической индикатрисы, соответствующую деформации простого сдвига S-тектонита. На некоторых сферограммах был резко выражен только максимум оси Np = [010] с тенденцией к поясному расположению осей Nm = [001] и Ng = [100], что свойственно тектониту сплющивания (В-тектониту). В мантийных породах из лав северной части хребта, сопредельной с Чарской рифтовой впадиной, обнаружена упорядоченная ориентировка оси оптической индикатрисы Ng = [100], соответствующая одноосной деформации при диапирическом подъеме материала в условиях растяжения. В мантийных породах из лав южной части хребта, наоборот, определена упорядоченная ориентировка оси оптической индикатрисы Np = [010], подобная породам центральной части хребта.

Магматические зоны Удоканского вулканического поля ориентированы в северо-восточном направлении – под острым углом к зоне мантийных деформаций. Исходя из таких соотношений, зона деформаций осевой части хр. Удокан рассматривалась как магистральная зона обширной области, вовлеченной в сдвиговые смещения и контролирующей пространственное распределение вулканизма. Шпинелевые лерцолиты характеризуют литосферную часть мантии в интервале глубин порядка 50–80 км, а магматические расплавы поступают из нижележащей мантии.

Деформации с высокой текучестью материала свойственны астеносфере. Предполагается, что астеносферный слой образуется при смещении литосферы относительно мезосферы. Максимальная анизотропия, таким образом, выражена в слое с физическими характеристиками астеносферы. Следовательно, астеносферный слой может рассматриваться в качестве зоны горизонтального тектонического срыва. Из распределения мантийных деформаций под хр. Удокан следует, что зоны с астеносферными свойствами могут располагаться не только субгоризонтально, но и субвертикально.

Изотропная подлитосферная конвектирующая мантия была обозначена в качестве общего компонента базальтовых магм Байкальской рифтовой системы по вариациям изотопных отношений Sr, Nd и Pb [4]. Согласно предложенной гипотезе, подлитосферный материал, изотопногомогенизированный благодаря конвекции, смешивается с литосферными компонентами, состав которых меняется в зависимости от возраста и происхождения террейнов, образующих фундамент. Смена литосферных компонентов–примесей расплавов выявлена, к примеру, в позднекайнозойских базальтовых расплавах при переходе от рифейского Тувино-Монгольского массива к каледонидам Восточнотувинской зоны [5]. При сохранении общего компонента конвектирующей мантии в изотопном составе Nd и Sr показана резкая смена изотопного состава Pb в расплавах, излившихся внутри массива и за его пределами. На территории массива определены значения $\Delta 208/204Pb$ более 60, характерные для аномалии DUPAL южного полушария Земли, а в лавах территорий сопредельных каледонид – нормальные значения $\Delta 208/204Pb$ (менее 60). Если сквозное распределение компонентов по изотопам Nd и Sr отражало подлитосферную конвективную гомогенизацию мантийного материала, то смена изотопного состава Pb отчетливо маркировала границы террейнов с разным составом литосферной мантии. Конвективные процессы были локальными и нашли выражение в виде обособленных низкоскоростных мантийных линз, распространенных под рифтовыми впадинами Байкальской рифтовой зоны [2].

В Центральной Азии аномально низкими скоростями сейсмических волн обозначился Саяно-Монгольский домен, пространственно совпадающий с распространением кайнозойских вулканических пород. Для домена характерно снижение скоростей в интервале глубин 50–200 км [6]. Он подстилается слоем с более высокими скоростями сейсмических волн и перекрывается литосферой. Домен представляет собой плоский слой нестабильной мантии и должен характеризоваться свойствами, возникающими в таком слое.

Нестабильность в плоском слое жидкости, заключенном между двумя теплопроводящими пластинами и подогреваемом снизу с воспроизводством фиксированной разницы температур, характеризуется как конвекция Релея-Бенара. Поскольку жидкости обычно имеют положительный коэффициент термального расширения, горячая жидкость дна конвектирующей ячейки расширяется и влечет за собой градиент плотностной нестабильности в подвижном слое. Если плотностной градиент значителен, то горячая жидкость будет подниматься в виде конвективного потока, обеспечивающего усиливающийся перенос тепла между пластинами. Установлено, что переход от режима теплопроводности (диффузии) к режиму конвекции происходит при некотором критическом значении безразмерного комплекса, названного числом Релея. Это число определяет отношение подъемных сил к силам вязкого трения. Теория Релея объясняет возникновение конвективного движения под влиянием архимедовых подъемных сил (плавучести) и открывает возможности для исследования процессов самопроизвольно возникающих упорядоченных пространственных структур. Формирующиеся в низкоскоростном слое верхней мантии упорядоченные пространственные структуры конвекции Релея-Бенара будут нарушаться, если ограничивающие этот слой поверхности (граничные термальные слои) будут уничтожены поднимающимся снизу глубинным плюмом или погружающимся сверху слэбом, а также в случае усиления циркуляции в краевой части конвектирующей системы благодаря «стеночному» эффекту.

Мы предполагаем, что пространственно-временное развитие глубинных процессов в Саяно-Монгольском домене определялось мантийной динамикой, вызванной сближением Индийского индентера с Сибирским кратоном. Утолщенная кратонная литосфера играла роль своеобразных штампов. В процессе сближения киль Сибирского кратона обеспечивал проскальзывание материала под него только на глубине более 200 км (ниже кратонного раздела Леман). Тем самым создавались благоприятные условия для движения мантийного материала в приподошвенной части Саяно-Монгольского домена, игравшей роль нижнего пограничного термального слоя.

В Центральной Монголии находится обширная асейсмичная область, охватывающая Хангайское нагорье и сопредельную часть Орхон-Селенгинского среднегорья [9]. Снижение сейсмичности объясняется аномально высоким разогревом коры [8]. С этой областью пространственно связан неоген-четвертичный магматизм. Изучение общего кайнозойского пространственно-временного распределения магматизма свидетельствует о пространственном наложении в этой области процессов Индо-Азиатской конвергенции и рифтогенеза. По скоростям сейсмических волн выявлено чередование анизотропных и изотропных участков мантии вдоль профиля MOBAL-2003, ориентированного вкрест простирания орогенных структур Монгольского Алтая и Восточного Хангая [7]. Резко выраженная анизотропия, установленная по трем станциям хр. Восточный Хангай (BUMB, OVGO и TUSG), согласуется с его субширотным простиранием. Под станциями, распложенными севернее хребта (TST, BUGA), анизотропия не выражена. Мы связываем эту смену с пространственным переходом от орогенной провинции хр. Восточный Хангай к Центрально-Монгольской рифтовой зоне и сопоставляем этот переход с подобным переходом от анизотропной структуры верхней мантии хр. Удокан к конвектирующей мантии под Чарской рифтовой впадиной. Под Урд-Тамирской впадиной (станция TST, аймак Цэцэрлэг) низкие скорости определены в интервале глубин 80–140 км [1], а под Чарской впадиной – в интервале глубин 45-60 км [2].

Упорядоченная структура кайнозойских вулканических полей Центральной Монголии характеризуется их пространственным распределением с шагом порядка 100–150 км, сопоставимым с толщиной Саяно-Монгольского домена. Вулканические поля маркируют процессы плавления в восходящих потоках локальных конвективных ячеек (рисунок).

Первичная конвективная нестабильность выражена в линейном распределении магматических расплавов вдоль Ноен-Восточно-Хангайской и Дзабхан-Долино-Озерской зон во временном интервале 41–21 млн лет назад. Линейность Дзабхан-Долино-Озерской зоны подчеркивается простиранием Восточно-Хангайской анизоторопной аномалии сейсмических скоростей. Последующее усиление Индо-Азиатской конвергенции во временном интервале 17–11 млн лет назад сопровождалось тенденцией перехода к ареальному развитию многоячеечной конвекции Релея–Бенара, хотя конвекция в значительной мере продолжала контролироваться прежде существовавшей Дзабхан-Долино-Озерской зоной. Ослабление процессов конвергенции во временном интервале 11,0–7,5 млн лет назад предопределило кардинальную перестройку и развитие современной ареальной системы конвектирующих ячеек Релея–Бенара. Эта система пространственно подчеркивает восточную часть асейсмичной области Центральной Монголии и свидетельствует об образовании термальной аномалии в коре за счет конвекции Релея–Бенара в мантийном слое 80–200 км. Отсутствие вулканических проявлений в западной части Центрально-Монгольской термальной аномалии объясняется неравномерным распределением процессов конвергенции в литосфере – преобладанием в восточной части аномалии растяжения, вызванного плавучестью мантийного материала, а в западной части – сжатия, обусловленного конвергенцией.



Схема пространственно-временной эволюции магматизма Центральной Монголии.

Из анализа структуры мантийных ксенолитов и пространственно-временного распределения мантийного магматизма следует общая оценка относительной роли структурной анизотропии и локальных низкоскоростных мантийных аномалий Центральной Азии. Анизотропия свойственна литосферной части малоглубинной мантии шпинелевой фации (т.е. интервалу глубин 50–80 км) и характеризует деформации, развивающиеся под формирующимися линейными поднятиями (горными хребтами). Пространственный переход от анизотропной мантийной структуры к изотропной соответствует переходу от поднятия к рифтовой впадине. Анизотропная мантийная структура литосферной мантии и развитие подлитосферных процессов в интервале глубин 80–200 км Центральной Монголии явились следствием, соответственно, деформаций литосферы и конвекции Релея–Бенара, сопровождавших Индо-Азиатскую конвергенцию.

Литература

- 1. Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
- 2. Недра Байкала по сейсмическим данным / С.В Крылов, М.М. Мандельбаум, Б.П. Мишенькин и др. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- 3. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
- Рассказов С.В. Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканитах Байкальской рифтовой системы и геодинамика // Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения: Тезисы докладов. М.: Научный мир, 1997. С. 154.
- 5. Рассказов С.В., Бауринг С.А., Хоуш Т. и др. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии // ДАН. 2002. Т. 387, № 4. С. 519–523.
- 6. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // ДАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
- 7. Barruol G., Deschamps A., Dévershèr J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // Earth Planet. Sci. Letters. 2008. doi: 101016/j.epsl.2008.07.027.
- Bayasgalan A., Jackson J., McKenzie D. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 1151–1179.
- 9. Dugarmaa T., Schlupp A. One century of seismicity in Mongolia (1900-2000). RCAG-DASE, 2003.

С.И. Шерман Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ДЕСТРУКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ РЕАЛИЗАЦИЯ В РАЗЛОМООБРАЗОВАНИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ: РАЗРАБОТКА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В настоящее время нет исследователей, которые бы отрицали пространственную связь эпицентров землетрясений с разломами, хотя формы ее выражения не всегда однозначны. Нет сомнений и в том, что превалирующее большинство моделей очагов землетрясений базируются на развитии трещины и фактически очаг землетрясения – это подвижка по трещине, ее удлинение или зарождение. При этом сильные землетрясения, как правило, связаны с подвижками по уже существующим разрывам. Возникновение сильных событий влечет за собой появление новых, сейсмогенных, разрывов, в которых возможна локализация последующих сейсмических событий. Появляется причинноследственная связь между формированием разрывов и сейсмическими событиями. Однако и те, и другие способствуют увеличению количества разноранговых разрывов и интенсификации деструкции литосферы. Формируется ее разноранговая разломно-блоковая структура – база многих геологогеофизических процессов. К сожалению, исследование сейсмичности, в частности пространственновременных вариаций эпицентральных полей, и разработка моделей сейсмических зон в целом отдалились от использования достижений в изучении структурной организации разломов, активизация которых контролирует локализацию очагов землетрясений. Сложившееся состояние тормозит развитие новых концепций, на основе которых могло бы существенно продвинуться вперед одно из направлений сейсмологии – прогноз сейсмических событий на основе разработки комплексной тектонофизической модели сейсмической зоны. Пути сближения исследований по разломообразованию и сейсмичности в литосфере базируются на общности процессов деструкции и современных представлениях о закономерностях активизации разломов в реальном времени.

<u>Независимая характеристика параметров разломообразования и сейсмичности.</u> М.В. Гзовский [1] один из первых на стыке геологии и геофизики с позиций тектонофизики подошел к численному сопоставлению характеристик разломной тектоники и некоторых параметров сейсмического режима, которые получили дальнейшее развитие и дополнительную аргументацию. Исследования закономерностей распределения разломов по количественной распространенности и рангам длин, проведенные в регионах с различными геодинамическими режимами [9], показывают, что между обсуждаемыми параметрами существует тесная связь, описываемая уравнением: lgN=a'-blgL (1), где N – количество разломов; L – их длина; b – коэффициент, определяемый физическими свойствами литосферы и численно равный \approx 0,4. Соотношение между длинами разломов и их количеством не зависит от геологического строения региона и отражает главным образом свойства разрушаемого тела – литосферы Земли. Регулярность в развитии сетки разломов литосферы находит логическое продолжение в формировании ее разломно-блоковой структуры. Исследования М.А. Садовского и др. [5], впоследствии дополненные наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития [10], позволили установить общую закономерность блоковой делимости литосферы: L=A / N₆ⁿ (2), где N₆ⁿ – количество изученных блоков, L – средний поперечный размер блоков, рассчитанный по методике М.А. Садовского и др. [5], свободные члены с \approx 0,22–0,35 и A, последний из которых зависит от масштабов выборки.

Идентичность уравнений для разломной (1) и блоковой (2) делимости литосферы позволяет, безусловно, считать, что в их основе лежат одни и те же законы. Блоковую тектонику можно рассматривать как результат разломной деструкции литосферы на соответствующих иерархических уровнях. Таким образом, деструкция литосферы при разных геодинамических режимах и полях напряжений описывается общим математическим выражением: lgN=a'-c'lgL (3), где L – размер разрывных или блоковых структур; N – их количество; a' – свободный член, зависящий от размеров структур; c' – степенной показатель, изменяющийся от 2,5 до 4,5 при переходе от разломов к блокам. Уравнение 3 можно рассматривать как общую закономерность разломообразования в литосфере и сопоставлять с другими равенствами, описывающими сейсмичность.

В сейсмологии в обобщенном виде сейсмический процесс описывается уравнением: lgN=a- γ lgE (4), хорошо известным как график повторяемости землетрясений, в котором Е – энергия землетрясений; N – их количество; $\gamma \approx 0,5$ – коэффициент пропорциональности, незначительно изменяющийся в разных сейсмических зонах.

По различным расчетам L \approx E [7], что позволяет отождествлять определяющие параметры процессов разломообразования и сейсмичности: длину разломов L с энергией сейсмического события E. В уравнениях 1, 3 и 4 параметры b, с и γ практически выдержаны во всех диапазонах соответствующих выборок и корреспондируют с некоторым обобщенным параметром среды литосферы, определяющим и разломную тектонику, и сейсмичность. Это означает, что процессы разломообразования и сейсмического общие закономерности деструкции литосферы и характеризуются парагенетической связью.

Исследования соотношений параметров разрывов в очаге и на земной поверхности [3, 6, 7, 11 и мн. др.] другими методами подтвердили и обогатили выводы о практически линейных для коротких и нелинейных для длинных разрывов соотношениях их вертикальных и горизонтальных размеров. Таким образом, получено третье измерение в пространстве, связывающее параметры разломов и очаговую область землетрясений.

Процессы разломообразования и сейсмичности фрактальны, причем для Байкальской рифтовой системы установлена пространственная общность во фрактальной структуризации разломов и сейсмичности [12]. Это дополняет свидетельства единой физической сути общего процесса деструкции литосферы, определяющего формирование ее разломно-блоковой структуры и сейсмичности.

<u>Разломная тектоника как каркас сейсмической зоны.</u> Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что для землетрясений любых энергетических классов первичны активизирующиеся разломы, разноамплитудные смещения по которым провоцируют сейсмические события. В то же время для определенного количества слабых землетрясений первичными могут быть вновь образованные небольшие разрывы, с которыми синхронен сейсмический эффект. Отсюда, в любых случаях структурным каркасом локализации сейсмических событий в хрупкой части литосферы являются разноранговые разломы в периоды своей активизации. Исследования пространственно-временных закономерностей селективной активизации разломов в реальном времени, а в областях динамического влияния последних – временной последовательности локализации эпицентров землетрясений могут явиться надежной геолого-геофизической основой построения тектонофизической модели сейсмической зоны, пригодной для последующих численных расчетов и прогнозных построений.

Селективная активизация активных разломов, их классификация по условиям локализации сейсмических событий и вероятная природа фиксируемых явлений. Изучено расположение сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы (БРС) за исторический период времени. Показана [14] концентрация сильных событий вдоль S-образной оси БРС, установлены и оконтурены ареалы площадей долговременной концентрации эпицентров, на базе которых выделена зона современной деструкции литосферы как единая сейсмоактивная тектоническая структура. Она контролирует локализацию всех зарегистрированных сильных землетрясений в БРС за последние двести лет. Природа землетрясений тектоническая, она отражает этапы формирования современной зоны деструкции литосферы. Разноранговая разломная тектоника БРС характеризуется различным возрастом заложения и селективной активизацией. Методика и тестирование селективной активизации разломов в реальном времени на примере БРС описаны в [13]. Изучена тенденция возникновения землетрясений с К≥12 вдоль отдельных разломов за последние 45 лет инструментальных наблюдений. Оценена векторная скорость локализации очагов, по которой разломы классифицируются на группы, разнящиеся по геолого-геофизическим параметрам. Группы позволяют оценивать общее направление векторов и оконтурить области преимущественной направленности активизации разломов в интервалах реального времени [13].

Анализ пространственно-временной локализации эпицентров землетрясений с К≤11 позволяет выделить иные две группы разрывов. В одной из них для всей длины разломов или их отдельных сегментов характерна возвратно-поступательная миграция эпицентров землетрясений [14]. В другой группе разрывов локализация эпицентров характеризуется хаотичностью. Для названных групп разрывов не выявлены закономерности локализации в структуре БРС. Таким образом, локализация сейсмических событий в зонах разломов БРС по наблюдениям за короткий интервал реального времени соответствует трем разновидностям пространственно-временной группировки эпицентров: с векторной направленностью вдоль простирания разрывов; с тенденцией возвратно-поступательной миграции вдоль разломов и с хаотическим распределением. Закономерности группировок землетрясений в зонах динамического влияния разломов вызываются различными триггерными механизмами, возникающими в метастабильной разломно-блоковой среде литосферы.

Тенденция векторной направленности эпицентров землетрясений с К≥12 в зонах разломов БРС может возбуждаться медленными деформационными волнами, генерируемыми движениями крупных блоков литосферы на вязком основании [8, 13]. Возвратно-поступательная миграция очагов может быть вызвана суперинтенсивными деформациями разломных зон [2], реализующимися подвижками, возникновением слабых землетрясений и увеличением энтропии разлома или его зоны как системы [4]. В данном случае возрастающая энтропия может рассматриваться как естественный процесс внутри определенного сегмента разломной зоны. Стремление к сохранению динамического равновесия стимулирует возбуждение очередного события по простиранию разлома. Фиксируется картина возвратно-поступательной миграции. Хаотическое распределение слабых сейсмических событий в зонах разломов, скорее всего, вызвано наведенной сейсмичностью, связанной с землетрясениями в близлежащих разломах, или другими многочисленными причинами, отражающими внутреннее развитие разломов и многогранные слабые внешние воздействия на них.

Таким образом, очаги землетрясений в сейсмической зоне возбуждаются разными источниками и реализуются в наиболее ослабленных местах активизирующихся разрывов. К ним относятся осевые зоны разломов, окончания разломов, места сближения эшелонированно расположенных разрывов, разломные узлы и изгибы разломов по простиранию, а также места повышенной плотности активных разрывов. Активно развивающаяся разломная структура литосферы должна рассматриваться как наиболее существенная геолого-структурная основа любой модели сейсмической зоны.

Тектонофизическая модель сейсмической зоны в разрезе литосферы представляет собой древо, в объеме пространства которого пересечение различных ветвей формирует разноранговую разломно-блоковую структуру региона, находящуюся в метастабильном состоянии [8]. Ствол древа – осевая часть зоны современной деструкции литосферы, выход и простирание которой на земной поверхности выражены высокой плотностью концентраций эпицентров и локализацией сильных землетрясений за обозримый исторический период. Такие землетрясения происходят редко и вызываются взаимодействием крупных литосферных плит и/или неравномерным развитием зоны современной деструкции литосферы. Ветви древа – разноранговые оперяющие разрывы, воздействие на которые различных триггерных механизмов вызывает активизацию и сейсмичность. Чем короче разрывы, тем слабее их потенциальная сейсмическая активность и более разнообразны триггерные механизмы. Активизация межблоковых разломов и генерация землетрясений происходят селективно благодаря воздействию трех независимых превалирующих групп факторов: деформационных волн, суперинтенсивных деформаций разломных зон и наведенной сейсмичности.

Таким образом, тектонофизическая модель сейсмической зоны может быть представлена в форме древа, объединяющего разноранговые разломы, активизация которых, как следствие независимых источников возбуждения, контролирует сейсмический процесс. При использовании модели для цифровых прогнозных расчетов разломы сейсмической зоны в границах областей динамического влияния должны быть классифицированы по характеристике эпицентральных полей землетрясений. Необходимы дополнительные исследования закономерностей организации сейсмического процесса в областях динамического влияния разломов выделяемых групп. По аналогичному принципу могут быть построены тектонофизические модели для сейсмических зон, формирующихся в других геодинамических режимах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251, 09-05-12023), комплексного интеграционного проекта СО РАН № 61, программы Президиума РАН 16.8, программ ОНЗ РАН 6, 7.

Литература

- 1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- 2. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во Московского гос. горного университета, 2004. 262 с.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- 4. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Эдиториал УРСС, 2000. 312 с.
- 5. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
- 6. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
- Шерман С.И. Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ, 2002. С. 49–59.
- Шерман С.И. Тектонофизика и смежные науки: сейсмология // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тез. докл. Всерос. конф. Т. 1. М.: ИФЗ, 2008. С. 118–122.
- 9. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. В трех томах. Новосибирск: Наука Сиб. отд., 1991. 262 с.; 1992. 227 с.; 1994. 262 с.
- 10. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41–53.
- Штейнберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49–64.
- 12. Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 133–142.
- 13. Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variations and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth Science Frontiers. 2008. V. 15, № 3. P. 337–347.
- 14. Sherman S.I., Dem'ynovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics. 2004. V. 380, № 3-4. P. 261–272.

Г.П. Яроцкий

Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) Дальневосточного отделения РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ВЕРОЯТНАЯ ПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА МОРСКОЙ ТРАНЗИТАЛИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

На территории юго-запада Корякского нагорья расположена часть Чукотского пояса землетрясений, который намечается по редкой сети зарегистрированных событий. Условно он простирается от Камчатского перешейка до Анадырского залива с переходом на Аляску. Здесь произошли сильные землетрясения – Корякское (13.10.1988 г.), Хаилинское (8.04.1991 г.) и Олюторское (20.04.2006 г.). Они дают возможность оценки тектонической позиции сейсмичности территории и, возможно, сейсмичности части Чукотского пояса от мыса Дежнева до Камчатского перешейка (60° с.ш.) как области взаимодействия континента и гипотетической Берингийской плиты [3]. Территория относится к Корякско-Камчатской складчатой области северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. Ее крайняя северо-западная часть расположена в Корякской тектонической зоне позднего мела (Корякский автохтон), далее к юго-востоку последовательно приурочена к Вывенскому позднемеловому поднятию, Вывенской неоген-четвертичной впадине, Тылговаямскому синклинорию палеоген-неогена с локальными Тылговаямской и Корфской впадинами, узкой прибрежной северной полоской Пылговаямского антиклинория.

Область эпицентров Хаилинского и Олюторского землетрясений заключена прямоугольником северо-восточного простирания, приуроченного главным образом к истокам правых притоков р. Вывенки с надвиговыми Навкырваямской и Огиранваямской пластинами Вывенского поднятия. Ее северной границей является Вывенско-Ватынский глубинный разлом на отрезке между реками Ветроваям-левтыринваям (Латыринаваям) и сопровождающими его на северо-восток надвигами. С юговостока поднятие ограничивается Вывенским глубинным разломом, с надразломными рыхлыми образованиями северного борта долины р. Вывенки. Центральная продольная ось области эпицентров приурочена к оси Вывенской рифтогенной впадины, на поверхности выраженной долиной р. Вывенки. Южная половина общей области эпицентров приурочена к Хаилинскому грабену, выполненному угленосной молассой миоцена, которая начинается от устья р. Тапельваям (правый приток р. Вывенки) на юго-западе и простирается до р. Инибуваям (левого притока р. Тылговаям) на юго-востоке. Грабен на юго-востоке ограничен разломом правого притока р. Вывенки рекой Тапельваям (северозападного направления), трассируемого и на юго-восток к полуострову Говена на длину р. Панетиваям [2]. Южная часть Хаилинского грабена представлена морской молассой, обрамляется рифтогеном Тылговаямской впадины.

Общее облако – прямоугольник землетрясений размером 182 х 68 км. Оно целиком вписывается в контуры впадин, выделенных в бассейне р. Вывенки по материалам МТЗ [5]. Впадина по кровле кристаллического фундамента по изогипсе 10 км примерно проецируется между устьем р. Ветвей – г. Майни-Наюю – оз. Наюю-Гытхым. Именно на северной границе изопахиты 10 км кристаллического фундамента р. Вывенки дискордантно меняет русло от юго-западного направления на юго-восточное на протяжении около 10 км, а затем вновь поворачивает на ЮЗ. По кровле верхнемелового фундамента максимальная глубина достигает 3 км, изопахита кровли приурочена к Хаилинской площади землетрясений. Сопоставление площадей группирования землетрясений с геологической картой [2] показывает, что северо-восток границы площадей эпицентров определяются поперечными северо-западными (310°) нарушениями, подчеркиваемыми руслами нижних течений правых притоков р. Вывенки. Эти нарушения картируются уже в Корякской флишоидной зоне, расположенной от границы общего облака к северо-западу, простираясь на 32–55 км и более.

Тектоническая позиция общего облака может быть прояснена с позиции глыбово-клавишной структуры земной коры активных окраин континента [7]. Структура создана системой трансрегиональных северо-западных глубинных разломов, поперечных продольным региональным структурам окраины. Разломы делят кору на глыбы северо-западного простирания, включающих все ее три слоя, т.е. являются межглыбовыми сквозькоровыми. Они пересекают окраины континента от берега Тихого океана через сушу и Охотское море и в мезозоидах Колымы переходят в систему продольных дислокаций. На юго-восточном окончании суши глыбы находятся в напряженном тектоническом режиме, связанном с процессами зоны перехода континент – океан: одни – в режиме воздымания, они отражены в конфигурации береговой линии выступающими в океан полуостровами, другие – в режиме опускания (замедленного воздымания), отражены заливами. В поперечном (ЮЗ-СВ) сечении воздымающиеся глыбы представляются глубинными клиньями, опускающиеся – глубинными трапециями.

В схеме глыбово-клавишной структуры коры территория Хаилинского и Олюторского землетрясений приурочена к опускающейся глыбе Олюторского залива. Она ограничена на юго-западе Парень-Таловско-Тиличикским поперечным межглыбовым разломом, которым отсекается территория распространения облака к юго-западу. Разлом простирается с северо-запада на юго-восток по реке Ветроваям через поселок Тиличики, гавань Скобелева на юго-восточное побережье полуострова Говена. Второй ограничитель глыбы – межглыбовый Омолон-Каменско-Олюторский разлом. Он простирается с северо-запада на юго-восток от с. Каменского, по р. Белой, через нижнее течение р. Найвалваям на узел слияния р. Вывенки с притоками.

Аргументом в определении глубинного строения на юго-востоке глыбы Олюторского залива являются данные [5] о впадинах по кровле верхнего мела и кристаллического фундамента в пределах рифтогенной Вывенской впадины. При этом размер впадины в кристаллическом фундаменте по длинной оси (по изопахите 6 км) в четыре раза превышает впадину по кровле верхнего мела, т.е. впадина с глубиной расширяется по обеим осям! Это является свидетельством трапециевидного глубинного поперечного сечения опускающейся глыбы Олюторского залива.

Возникновение поперечных межглыбовых разломов относится ко времени возникновения планетарной регматической сети. Расстояния между межглыбовыми разломами определяются мощностью деформируемого твердого тела при его растяжении [6]. Максимальными будут расстояния при релаксации геодинамических напряжений в границах глыб с развитым гранитнометаморфическим слоем, так как там, согласно глыбово-клавишной концепции, предполагается наибольшая мощность коры. При разгрузке напряжений нарушения закладываются и во всех твердых слоях коры конечного размера, т. е. структурах локализованного идеализированного однородного твердого вещества. В них тоже возникают системы поперечных дислокаций, адекватные по направлению глубинным, но с меньшими расстояниями между ними, зависящие от мощности растягиваемого слоя. Такая система в верхнем структурном этаже и кровле фундамента установлена автором в воздымающейся глыбе полуостровов Говена, Ильпинского, Ильпырского – в сопредельной с Олюторской глыбой к юго-западу. Это линейные полосы чередующихся разноамплитудных блоков – протяженных грабенов и горстов. Полосы шириной 15–20 км и 45–60 км ориентированы на северозапад (310–330°) и простираются на десятки километров. К юго-востоку от территории общего облака землетрясений в бассейне междуречья Мачевна-аниваям такие структуры фиксируются на поверхности серией линейных интрузий (310–315°). Аналогичная система внутрикоровых разломов, проявленных на поверхности, установлена и в бассейне р. Вывенки в виде разломов, разграничивающих пять вышеназванных площадей группирующихся эпицентров землетрясений [2] – разломы долин рек Ветвей, Левтыринываям, Огиранваям, Навкырваям, Кайлиноваям, Майни-Луловаям. Разломы простираются к северо-западу и юго-востоку от долины р. Вывенки на десятки (более 100) километров, трассируются по геофизическим полям, смене геологических комплексов, речной сети.

Опускающаяся глыба-клавиша коры Олюторского залива на активной окраине континента имеет тенденцию к сползанию к океану. На ее рубеже, над которым развита депрессия Вывенского глубинного разлома, появляется возможность откалывания от древнего континента по его юговосточному краю трех локальных блоков молодого Ильпинско-Тылговаямского прогиба. В коре глыбы самым слабым из них является Хаилинский блок, приуроченный к максимуму верхнемелового и кристаллического прогибов. Именно здесь и возникают сильные разрушительные землетрясения с густой сетью форшоков и афтершоков.

Понимание положения очагов землетрясений проясняет карта рельефа подошвы литосферы Морской транзитали северо-востока Азии [1]. Площади трех названных землетрясений приурочены к зоне резкого изменения глубины залегания подошвы. К северу от нее глубина составляет 80–81 км, к югу – 59–64 км. Эта зона простирается от 60° с.ш. до Анадырского залива с сохранением перепада глубин и трассирует Корякский участок Чукотской границы гипотетической [3] Берингийской литосферной плиты.

Предлагаемый вариант возникновения землетрясений в долине бассейна р. Вывенки на удалении от Берингова моря на 65–90 км, очевидно, согласуется с напряженной разломной тектоникой разреза земной коры в зоне перехода континент – океан. Главными направлениями развития сейсмических событий здесь является два структурных плана: северо-восточный и северо-западный. Первый – отражает процесс наращивания земной коры на активной окраине континента, второй – глубинные поперечные разломы, формирующие глыбу-клавишу земной коры в целом и локальные блоки-клавиши верхних этажей коры [7]. О глубинности подошвы глыбы-клавиши говорит оценка глубин эпицентров Хаилинского землетрясения: 17 км – это внутрикоровая глубина откалывания локальных внутриглыбовых блоков-клавиш, с другой стороны, 25–50 км – подкорковая глубина откалывания окончания клавиши всей опускающейся глыбы Олюторского залива. О связи с локальными блоками-клавишами Олюторского землетрясения говорит его малая глубина – 4 км.

Схема возникновения землетрясений, связываемая с существованием блоков-клавиш на окраине континентов, предложена [4] в 1988 г. Очевидна необходимость дополнения этой схемы участием в подготовке и событии не одного блока-клавиши, а нескольких. Это видно на тектонической приуроченности пяти площадей эпицентров Хаилинского и Олюторского землетрясений, рассматриваемых как блоки. Схема дополняется также нашей концепцией глыбово-клавишной структуры земной коры. Концепция [4] является частным подтверждением нашей концепции, и их синтез, возможно, будет способствовать познанию развития дальнейших событий на юго-западе Чукотского сейсмического пояса. Развитие сейсмичности прогнозируется в северо-восточном направлении, на котором находится единичный эпицентр сильного Корякского события 1988 г. Будут продолжаться и события на территории облака Хаилинского и Олюторского залива от континента. Наименее вероятным представляются события к западу от Парень-Таловско-Тиличикского разлома – западной границы облака Хаилинского и Олюторского землетрясений.

Общий вывод исследования состоит в заключении о том, что генеральное, северо-восточное простирание Хаилинского и Олюторского землетрясений фиксирует край активного континента, от которого откалывается юго-восточное окончание опускающейся глыбы коры Олюторского залива. В ней имеются локальные клавиши – блоки северо-западного простирания, скользящие к океану в погружающемся окончании глыбы. Возможно движение нескольких объединенных блоков, а остальные будут ожидать своей очереди. Видимо, для сползания окончания глыбы характерными будут подкорковые землетрясения, а для ее блоков-клавиш – землетрясения в коровых и приповерхностных покровах-пластинах.

Использованы материалы отчета за 2006 г. Камчатского филиала Геофизической службы РАН, автора (1976–2003 гг.).

Литература

- Ландер А.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия // Геодинамика и прогноз землетрясений. Выч. техника и сейсмология. Вып. 26. Наука. 1994, С. 103–122.
- Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000.Серия Корякская. Лист РХХІХ (Хаилино). Объяснит. записка / Сост. Л.И. Кравченко, А.С. Кудрин, А.В. Разумный. СПб: Карт. фабрика ВСЕГЕИ. 2002. С. 13–107.
- 3. Мороз Ю.Ф. Строение осадочного вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 59–67.
- 4. Яроцкий Г.П. Геолого-геофизическая модель Японо-Камчатской окраины Азиатского континента // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на карте XXI века. СПб, 2000. С. 503–508.
- 5. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия структур геологических тел. Л., 1976. 262 с.
- Геологический атлас России. Раздел: Геологическое строение и геофизическая характеристика недр. Карта рельефа подошвы литосферы России. М. – СПб., 1966. С. 185–194.
- 7. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. С. 154–164.
- J. Déverchère^{1,2}, J. Albaric^{1,2}, J. Perrot^{1,2}, A. Deschamps³, B. Le Gall^{1,2}, R.W. Ferdinand⁴, C. Petit⁵, C. Tiberi⁶, C. Sue^{1,2}, M. Songo⁴
- ¹Université Européenne de Bretagne, Brest, France
- ²Université de Brest, IUEM, CNRS UMR 6538, Plouzané, France
- ³Geosciences Azur, UNS, IRD, OCA, CNRS UMR 6526, Nice, France
- ⁴University of Dar Es salaam, Geology Department, Dar Es Salaam, Tanzania
- ⁵Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, CNRS UMR 7072, Paris, France
- ⁶Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, CNRS UMR 5243, Montpellier, France

WHAT EARTHQUAKE SEQUENCES IN CONTINENTAL RIFTS TELL US ON RHEOLOGY AND SEISMOGENIC BEHAVIOURS: THE CASE STUDY OF NORTH TANZANIA, EAST AFRICA

Seismicity concentrations in space and time are commonly observed in continental rifts, either in magmatic or amagmatic settings. The main proxies commonly used to highlight the mechanisms that trigger them are their time-frequency and magnitude-frequency distributions, time and space extent and migration, nondouble-couple component of source mechanisms, rate of foreshocks and aftershocks, and correlations with other geophysical events. However, processes invoked to explain earthquake sequences remain generally ambiguous and poorly understood. They may result from a combination of stress loading (static or dynamic, at long- or short-term), fluid pressure changes, and aseismic slip or dyke injections at depth.

We have captured in 2007 two earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence (NTD), East African Rift (EAR), called Gelai and Manyara, during a 6-month seismological experiment with 34 continuously recording stations. Although only distant of less than 150 km, these two crises depict different patterns and (most probably) triggering mechanisms:

(1) At Gelai volcano flank (southernmost Natron Valley), we captured a magmatic-faulting event within the upper crust implying slow slip at depth and dyke injection [2]. More than 1200 events occurred within a few months, with a main shock of magnitude 5.9 occurring on July 17, 2007, followed by a general decrease of activity but also by the eruption of the nearby Lengai volcano about two months after the onset of the crisis. Most of the energy (80%) was released aseismically [2]. Although inaccurately determined, depths of foci remain mostly confined within the 5-10 km range. Events appear to be of volcanotectonic or hybrid types.

(2) At Manyara graben, Rift Valley, the sequence is more singular, revealing a long-lasting seismic activity deeply rooted (\sim 20-35 km depth), with typical tectonic events and normal fault planes. Apparently, this place has undergone a similar activity in 1994-1995, suggesting a \sim 10-year sequence in this region. There is no migration of the sequence through space or time, and no large historical event known. Except the latter, this sequence recalls in some way the Busingol earthquake sequence, southernmost Baikal rift.

None of the two sequences depict typical swarm (no main shock of significant magnitude) or mainshock-aftershock patterns. They highlight the change in the magmatic/tectonic nature of the rift where the eastern branch of the EAR enters the Tanzanian craton. The similar shape and lengthening-direction of the sequences (Figure) emphasize the preferred locus of active strain release along NE-SW discontinuities which probably root at depth into steep Proterozoic shear zones [4].



The SEISMO-TANZ'07 network and seismicity recorded on a structural sketch map of the NTD from [4]. NOON and GLAI were settled in August 2007 only. The two main sequences (Gelai, north, ~1200 events; Manyara, south, ~250 events) are the dominant activities.

Regarding the mechanisms originating these sequences, we lack constraints to say whether they are controlled by variable amounts of stress, or the type or timescale of trigger mechanism, and whether they may indicate a volcanic or seismic activity soon, caused by a stress increase by fluid injection at depth [3] or by earthquake interactions. However, our results in Gelai confirm that hypocenters are reliable indicators of dyke intrusions and on the way these dykes may change stress in the surrounding region and trigger slow slip or ruptures on favourably oriented structures.

In the Eyasi-Manyara zone, we have modelled the yield stress envelope of the crust from the depth frequency distribution of earthquakes. The results evidence a spectacular increase in the strength of the lower crust from south Kenya to NTD inferred from regional depth-frequency earthquake distributions of revised catalogs [1]. Both peaks of seismicity and earthquake cut-off depths are indicative of significant rheological changes in different parts of the central and southern EAR. Peaks of seismicity in the eastern branch of the EARS deepen from north to south, following a general trend of rift propagation, whereas the western branch depicts high activities at intermediate depths, with a seismicity cut-off at ~35 km. Our results suggest that seismicity peaks (after declustering) and cut-off depths correlate respectively with upper and lower bounds of the brittle-ductile transitions (semi-brittle fields) within the continental crust: they may therefore provide good proxies for bracketing the brittle-ductile transitions within the continental crust [1]. The lower crust is generally mafic in the two branches of the EAR, resulting from multiple large magmatic events that have affected the Precambrian terranes since at least 2.5 Ga. Zones of maximal strength are also dependent both on the inherited fabrics and on the thermal disturbances induced by the Cenozoic rifting, explaining the contrasted depths of strain focusing.

Regarding North Tanzania, we conclude that the rift propagation probably induces stress loading transmitted horizontally within a (relatively) thermally undisturbed lithosphere. Indeed, at least large parts of the Mbulu (Eyasi-Manyara, Figure) area are still poorly impacted by thermal disturbances at depth, contrary to the Gelai-Lengai region. They also confirm the huge strength increase of the rifted crust from south Kenya to the NTD.

References

- 1. Albaric J., Déverchère J., Petit C., Perrot J., Le Gall B. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System // Tectonophysics. 2009. 468. 28–41.
- Calais E., d'Oreye N., Albaric J., Deschamps A., Delvaux D., Déverchère J., Ebinger C., Ferdinand R.W., Kervyn F., Macheyeki A.S., Oyen A., Perrot J., Saria E., Smets B., Stamps D.S., Wauthier C. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa // Nature. 2008. 456. (7223). 783–787.
- Hurst T., Bannister S., Robinson R., Scott B. Characteristics of three recent earthquake sequences in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Tectonophysics. 2008. 452 (1-4). 17–28.
- Le Gall, B., Nonnotte P., Rolet J., Benoit M., Guillou H., Mousseau-Nonnotte M., Albaric J., Déverchère J. Rift propagation at craton margin: Distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times // Tectonophysics. 2008. 448 (1–4). 1–19.

Ma Jin et al.

Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China

TECTONOPHYSICAL RESEARCH CONCERNING THE MECHANISM AND PREDICTION OF EARTHQUAKES IN CHINA

China mainland is one of the regions with most active continental earthquakes in the world. Except the shocks along the Himalaya Mountains, most of these events occur in the intraplate context. They are characterized by shallow focal depths (5~15km) and obvious clustering in time and space. And many strong shocks are located on boundaries of large tectonic blocks. The distribution of epicenters shows that western China is more active in seismicity with respect to eastern China, while the North China region is conspicuously prone to major earthquakes in eastern mainland China. To clarify the mechanism and prediction for strong continental earthquakes, Chinese scientists have carried out a number of tectonophysical studies, including field observations, theoretical analyses and laboratory experiments. The primary progresses are summarized as follows.

(1) Occurrence of major earthquakes within the continent can be attributed to accumulation and release of elastic strain in tectonic blocks caused by slide of a fault. Faults with major scales and relatively homogeneous structure and media in tectonically active areas are the context of occurrence of mediate and large earthquakes. Seismic ruptures are fractional processes determined by characteristic scales. Features of foreshocks, precursory phenomena and dynamic ruptures of major shocks are dependent upon the scales, strengths and amounts of asperities on the fault plane. Segmentation (heterogeneity) of a fault zone, coupling rigidity and its variations between fault sections determine occurrence of major shocks along the fault zone.

(2) Clustering major earthquakes, which look relatively concentrated in time and space, tend to take place on boundaries of a single block or combined blocks. Fault-bounded blocks move in a lasting way accommodated by alternating slips along boundary faults. Thus major shocks on boundary faults of blocks also exhibit an alternating feature. Regularities of major events may be contained in a set of active faults or even all active boundary faults of tectonic blocks. Therefore the study on clustering earthquakes should be more concerned with the activity of entire tectonic blocks rather than individual faults.

(3) The continental crust is characterized by intervening strong and weak layers in rheology. Usually the upper crust is relatively strong and brittle and its deformation can be described by the frictional rule. While lower crust is relatively weak and ductile, related with low rheological strength and/or low frictional strength. Stress relaxation of the viscous layer in the lower crust (flow or creep) causes gradual stress accumulation in the upper crust. As the viscous layer has a smaller viscosity and bigger thickness, stress will be built up faster in the overlying brittle layer. The existence of thick viscous layers with low strength in the crust is very likely the deep conditions for major earthquakes in a continent (for instance, the lower crust beneath North China is of relatively low velocity and high temperature).

(4) Frequent earthquakes in mainland China and its adjacent regions are resulted from joint effects of the surrounding plates. Comparison of stress transfers along the collision boundary with that along the shear boundary suggests that the shove of the Indian place can account for why most major earthquakes take place in western China.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМИ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ. ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СОПОДЧИНЕННОСТЬ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Т.Я. Беленович, Ю.Г. Кутинов Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДИННО-АРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Было проведено исследование напряженно-деформированного состояния Срединно-Арктического хребта (САХ). Для расчетов использовались данные о фокальных механизмах очагов землетрясений [1]. Было установлено, что в пределах САХ значения компонент тензора деформаций изменяются в широком диапазоне от 0,8 и более до $0,4 \times 10^{-7}$ и менее. Для характеристики объемной деформации нами анализировались деформации первого рода ($\varepsilon_{xx}; \varepsilon_{yy}; \varepsilon_{zz}$), изменяющие форму и объем тела.

На схеме полей напряжений Срединно-Арктического хребта, анализ которой говорит, что в его пределах поля напряжений меняются три раза (рисунок), стабильное (устойчивое) поле напряжений установлено на континентальной части (Верхоянский хребет), далее происходит смена поля напряжений в пределах хребта Гаккеля, где на всем его протяжении отмечено неустойчивое (нестационарное) поле напряжений, что особенно заметно на шельфе моря Лаптевых. Третье изменение поля выявлено в пределах хребта Книповича, Мона и в Исландском хребте. Здесь оно стабильно устойчивое и по характеру ориентации главных нормальных напряжений растяжения σ_2 и сжатия σ_1 весьма схоже с аналогичным полем в пределах Верхоянского хребта.

Анализируя ориентацию (азимут простирания) и падение (угол наклона с горизонтом) плоскостей скалывания и сопоставляя эти данные с простиранием Срединно-Арктического хребта, можно видеть, что простирание и падение плоскостей в его пределах весьма сложны. На всем протяжении с юговостока на северо-запад плоскости скалывания периодически переориентировались от блока к блоку. И лишь в отдельных блоках одна из плоскостей скалывания простирается вдоль осевой линии САХ (рисунок). Здесь же на рисунке в виде блок-схем показаны объемные деформации земной коры, полученные из расчетных данных компонент тензора деформаций ($\varepsilon_{xx}; \varepsilon_{yy}; \varepsilon_{zz}$). Длина, ширина и высота параллелепипеда

соответствуют положительным либо отрицательным расчетным значениям компонент деформаций в географической системе координат. Элементарные объемы, для которых находились параметры сейсмотектонической деформации, имели размерность 7° по широте и долготе и 33 км по глубине (глубже 33 км землетрясения, у которых определены механизмы очагов, не зафиксированы). Размер элементарного объема определялся исходя из малочисленности определений параметров механизмов очагов. Минимальное количество землетрясений, входящих в ячейку, составляло 2, максимальное – 5.



Схема полей напряжений в пределах Срединно-Арктического хребта.

l – диаграммы плоскостей скалывания в проекции на верхнюю полусферу стереографической проекции; 2 – блок-схемы деформаций земной коры; 3 – траектории главных нормальных напряжений: растяжения σ_2 , сжатия σ_1 ; 4 – границы участков (блоков) с различными: а – полями напряжений, б – деформациями; 5 – простирание Срединно-Арктического хребта. На картах компонент ε_{zz} , ε_{xx} , ε_{yy} тензора сейсмотектонической деформации в пределах Срединно-Арктического хребта отчетливо выделяются: Верхоянский хребет, хребты Гаккеля, Книповича, Мона и Исландский хребет. Значения компонент изменяются в довольно широком диапазоне величин $(0,8-0,4) \times 10^{-7}$. Положительные значения соответствуют растяжению, отрицательные – сжатию вдоль соответствующих осей. Верхоянский хребет характеризуется положительными значениями компонент ε_{zz} , ε_{xx} и отрицательными значениями ε_{yy} ; хребет Гаккеля на всем своем протяжении характеризуется отрицательными значениями компоненты ε_{zz} и положительными значениями компонент ε_{xx} , ε_{yy} . Аналогичные значения отмечены и в пределах хребта Книповича. Из этого следует, что по характеру деформационных процессов хребет Книповича является продолжением хребта Гаккеля. Аналогичная ситуация наблюдается и в полях напряжений и типах подвижек в очагах землетрясений. В пределах хребта

наолюдается и в полях напряжении и типах подвижек в очагах землетрясении. В пределах хреота Мона значения компонент по знакам совпадают с их значениями (+, +, –) в пределах Верхоянского хребта. Далее, за хребтом Мона, наблюдается совпадение значений компонент по знакам в пределах хребтов Гаккеля–Книповича и Исландского хребта. Сейсмодеформации здесь также совпадают, что подтверждается определениями сводных фокальных механизмов очагов землетрясений и блок-схемами объемных деформаций.

Компоненты тензора средней сейсмотектонической деформации дают представление лишь об изменении величины элементарного объема осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по таким данным представить деформацию элементарного объема в целом достаточно трудно. Поэтому рассчитывался коэффициент Лоде-Надаи, описывающий характер деформирования, используя величину которого можно выделить однородно деформируемые области (участки, блоки). В предположении квазиоднородного деформирования всего сейсмоактивного слоя (H=0–30 км), для Срединно-Арктического хребта были определены параметры тензоров (ε_{xx} ; ε_{yy} ; ε_{zz}) средней сейсмотектонической деформации для землетрясений различных магнитуд M – от 5,6 до 2,8.

По распределению значений компонент $\varepsilon_{xx}; \varepsilon_{yy}; \varepsilon_{zz}$, направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации [3] и по значениям коэффициента Лоде-Надаи, территориально САХ делится на отдельные блоки, где на фоне сдвиговых деформаций отчетливо проявляется чередование участков сжатия с участками растяжения.

Исследования миграции очагов землетрясений в районе о. Шпицберген позволили предположить, что в пределах зоны должны существовать кольцевые (или вихревые) структуры, поскольку перемещение эпицентров землетрясений происходит против часовой стрелки от направления на север [4]. В работе [2] сделан вывод, что в пределах области сочленения Северо-Атлантической и Арктической систем очаги землетрясений мигрировали по полукруговой траектории в направлении по часовой стрелке от севера хребта Книповича до его центральной части, а далее на север к Шпицбергенской зоне разломов. Анализ полученных данных говорит, что в пределах области сочленения вышеуказанных систем должна существовать зона (или перемычка), относительно которой проявляется разнотипная (лево- и правосторонняя) миграция в очагах землетрясений, т.е. различный разворот блоков по разные от нее стороны. Этот вывод подтвердился анализом осей главных нормальных напряжений сжатия. В пределах зоны перемычки оси напряжений сжатия ориентированы вкрест простирания хребта (взбросовый тип подвижки в фокальных очагах землетрясений), в то время как в блоках с разворотом оси сжатия ориентированы вдоль простирания хребта (типично сдвиговый механизм очага). Полученные результаты говорят о том, что выделяемый узел является связывающим звеном между срединно-океаническими хребтами Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна (хр. Гаккеля).

Результаты расчетов коэффициента Лоде-Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля за счет весомого вклада наиболее сильных (М=5,0–5,6) землетрясений имеет вид простого сдвига ($\mu_{\varepsilon} = 0,07 - 0,09$); для Шпицбергенской зоны разломов и хребта Книповича – сжатия

 $(0,28 \le \mu_{\mathcal{E}} \le 0,81)$; в пределах зоны перемычки – растяжения $(-1 \le \mu_{\mathcal{E}} \le -2)$.

Выводы: 1. В пределах САХ установлено сложное напряженно-деформированное состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций меняются три раза. Стабильное поле напряжений установлено в пределах хребтов: Верхоянского, Книповича, Мона и Исландского. В пределах хребта Гаккеля отмечено неустойчивое (нестационарное) поле. 2. Границы смены полей напряжений и деформаций в пределах хребта на юго-востоке установлены на шельфе моря Лаптевых – на северо-западе в зоне сочленения хребтов Гаккеля и Книповича. Установленные границы выделены впервые.

3. Значения коэффициента Лоде-Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля имеет чисто сдвиговый характер ($\mu_{\varepsilon} = 0.07 - 0.09$).

4. Значения $(0,28 \le \mu_{\mathcal{E}} \le 0,81)$ коэффициента Лоде-Надаи (деформация сжатия и взбрососдвиговый тип подвижки в очагах землетрясений) отмечены в пределах хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов; в зоне перемычки $(-1 \le \mu_{\mathcal{E}} \le -2)$ деформация растяжения и сбрососдвиговый тип подвижки в очагах.

5. Выявлена зона (или перемычка), в пределах которой отмечен различный разворот блоков по разные от нее стороны. Таким образом, земная кора Срединно-Арктического хребта характеризуется сложным напряженно-деформируемым состоянием, которое наряду с другими геологогеофизическими параметрами определяет современный геодинамический режим земной коры хребта и контролирует протекающие в ней процессы. Полученные результаты говорят о специфичности геодинамики Арктического сегмента земной коры.

Литература

- 1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с.
- 2. Ассиновская Б.А. Землетрясения Баренцева моря. М.: НГК РАН, 1994. 126 с.
- 3. Беленович Т.Я. О напряженно-деформируемом состоянии земной коры Срединно-Арктического хребта // Вестник ПГУ. 2005. №2 (8). С. 12–18.
- 4. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель Севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборн. трудов геофиз. чтений им. В. В. Федынского. М., 2007. С. 119–124.

Н.Ю. Васильев¹, А.О. Мострюков², В.А. Петров², А.Ю. Куражковский², Н.А. Куражковская², Б.И. Клайн²

¹Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе (РГГРУ), Москва, Россия

²Геофизическая обсерватория "Борок," филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Ярославская область, Некоузский район, пос. Борок, Россия

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЭВОЛЮЦИИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

На происхождение Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и источники тектонических сил, обусловливавших ее формирование, существуют различные точки зрения. Одним из шагов, направленных на понимание механизмов, определяющих тектонические процессы в этом регионе, является сопоставление динамики глобальных и региональных геодинамических процессов.

Как известно, все геотектонические процессы протекают неравномерно. В связи с этим, кроме общепринятой естественной периодизации, геологическая история может разделяться в соответствии с циклами складкообразования, активизации рифтогенеза, уровней океана и других явлений. Причины цикличности глобальных процессов связываются с особенностями теплопереноса от ядра к земной поверхности и влиянием космических факторов. Об изменениях теплопереноса через границу ядро – мантия может свидетельствовать изменение характеристик древнего геомагнитного поля (палеонапряженности и частоты инверсий) [1] и активизации базальтового вулканизма, часто идентифицируемого с проявлением суперплюмов [2]. В качестве наиболее значимых космических факторов рассматривается изменение расстояния Земля – Луна и связанные с ним изменения приливного трения и формы геоида.

Нами проведено сопоставление динамики тектонических процессов в районе озера Байкал с поведением характеристик древнего геомагнитного поля. Кроме того, рассмотрено соответствие основных этапов развития байкальской рифтовой системы активизации базальтового магматизма.

Поскольку причиной тектонических процессов являются напряжения, возникающие в тектоносфере, нами проведена реконструкция горизонтальных и вертикальных тектонических напряжений различных частей байкальской рифтовой системы в течение позднего мезозоя – кайнозоя. По данным о направлениях смещений блоков горных пород в плечах Байкальского рифта (1357 векто-

ров тектонических смещений) реконструировано шесть фаз деформации земной коры. Эти фазы отражают последовательную смену кинематики региональных механизмов деформационного процесса, которая происходила в условиях сохранения субгоризонтальной ориентации вдоль и поперек БРЗ двух главных осей тензора напряжений в течение всего реконструированного цикла деформации [3]. При анализе реконструированного деформационного ряда было обнаружено, что эта последовательность может быть описана моделью плавного квазисинусоидального изменения напряжений во времени. За полный цикл деформации напряженное состояние БРЗ изменялось шесть раз на шести фазах процесса. При этом в каждой фазе сохраняется порядок индексации осей (так, для I фазы относительное сжатие ориентировано по оси Z, т.е. $\sigma_3 = \sigma_Z$; растяжение – по оси X, $\sigma_1 = \sigma_X$; промежуточное – по оси Y, $\sigma_2 = \sigma_Y$; для II фазы – $\sigma_3 = \sigma_Y$, $\sigma_2 = \sigma_Z$, $\sigma_1 = \sigma_X$ и т.д.). Переход от одной фазы к другой происходит при выравнивании величин напряжений по двум осям и характеризуется унаследованным сохранением ориентации одной из осей (σ_1 , σ_3) тензора главных напряжений и сменой индекса второй из этих осей (σ_1 , σ_3) на индекс оси (σ_2) промежуточного напряжения. Достижение такого равенства ($\sigma_3 = \sigma_2$ или $\sigma_1 = \sigma_2$) является условием смены механизма деформации, когда деформируемый объем находится в состоянии одноосного (осесимметричного) тектонического нагружения – или максимального растяжения, или максимального сжатия. Надо отметить, что все параметры, характеризующие тектонические напряжения, имеют примерно одинаковую периодичность (или характерные времена) изменений около 200 млн лет. Примерно такие же характерные времена имеют циклы изменения расстояния Земля – Луна [4], характеристики древнего геомагнитного поля [5], скорости движения литосферных плит [6] и ряд других процессов. Существование близких периодичностей в динамике этих процессов может свидетельствовать о возможной взаимосвязи между ними, но не указывает на их механизмы.

Рассмотрение непериодических процессов, происходящих с характерными временами порядка от миллионов до первых десятков миллионов лет, позволяет исключить из анализа влияние периодических космических факторов и составить более обоснованное суждение о взаимосвязи между геологическими процессами.



Изменения числа инверсий (А) [5], напряженности геомагнитного поля (В) [5] и вертикальной компоненты тензора тектонических напряжений БРЗ (С) за последние 160 млн лет.

Сферограммы на (С) показывают вид напряженного состояния БРЗ по геологическим данным [3].

В ходе анализа отложений Тункинской и Южно-Байкальской впадин были выделены основные этапы развития Байкальской рифтовой системы [7]: 1) заложение Байкальской рифтовой системы – 65 млн лет назад; 2) активизация тектонических движений, развитие впадин – 36 млн лет назад; 3) кратковременные импульсы быстрых поднятий 20, 16 и 5 млн лет назад. На позднеорогенном этапе развития также выделены несколько фаз активизации тектонических процессов, начало которых приходится на 3,5, 0,8 и 0,15 млн. лет назад. На рисунке, А, В, показано соответствие этапов активизации тектонических процессов Байкальской рифтовой системы изменениям палеонапряженности геомагнитного поля. Как видно из рисунка, С, во всех случаях активизация тектонических процессов начинается при низких значениях палеонапряженности. Далее развитие этих процессов продолжается при росте палеонапряженности. Сопоставление этапов активизации региональных тектонических процессов совпадает с активизацией базальтового вулканизма (проявлением плюмов на земной поверхности). Так, согласно [2] активизация базальтового вулканизма происходила 65, 37 и 17 млн лет назад.

Рассмотренные материалы свидетельствуют, что ритмика тектонических процессов в районе Байкальской рифтовой системы соответствует ритмике глобальных тектонических процессов. Согласно [1] радиальный перенос тепла через границу ядро-мантия происходит неравномерно. Интенсификация теплопереноса ведет к более эффективной работе геодинамо (росту палеонапряженности и уменьшению частоты инверсий). Ослабление теплопереноса ведет к перегреву внешнего ядра и уменьшению эффективности работы геодинамо. Поскольку активизация региональных процессов во всех случаях одинаковым образом связана с характером изменений напряженности геомагнитного поля, можно сделать заключение о том, что основной причиной этой цикличности является неравномерность теплопереноса от ядра к земной поверхности.

Литература

- 1. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // ДАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 797–800.
- 2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3-37.
- 3. Петров В.А., Мострюков А.О., Васильев Н.Ю. Структура современного поля напряжений мезокайнозойского цикла деформации Байкальской рифтовой зоны // Геофизические исследования. 2008. Т. 9, № 3. С. 39–61.
- 4. Авсюк Ю.Н. Альтернатива спредингу // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1337–1341.
- 5. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // ДАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 243–247.
- 6. Диденко А.Н. О временной связи процессов в ядре и литосфере // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 187–198.
- 7. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое издательство "Гео", 2006. 151 с.

Т.К. Злобин^{1,2}, Д.А. Сафонов^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В РАЗЛОМАХ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА САХАЛИНА И КУРИЛ

Для совершенствования методов прогноза сильных землетрясений большое значение имеет изучение закономерностей динамики литосферы, ее разломных структур, сейсмотектоники и тектонофизики. Исследования механизмов очагов землетрясений позволяют оценить сейсмотектонические деформации и подвижки. Это важно для изучения геодинамики и развития сейсмического процесса. Такие исследования имеют большое значение для острова Сахалин, где в последние годы ведутся активные работы по освоению нефтегазовых месторождений на шельфе, и особенно – для Южных Курильских островов, где в настоящее время можно ожидать сильное землетрясение.

Для детального изучения сейсмотектоники исследуемого региона мы построили глубинный разрез земной коры, проходящий через Южный Сахалин и Южные Курилы, и рассмотрели положение гипоцентров, особенности напряженного состояния и типы сейсмодислокаций в очагах землетрясений на основе изучения их механизмов по Гарвардскому каталогу NEIC в полосе профиля (рисунок). В его пределах по сейсмическим данным выделено 17 тектонических разломных зон. Большинство из них соответствуют сейсмогенным зонам землетрясений в исследованный период (1980–2007 гг.). В западной части зоны I (южная часть Татарского пролива и острова Сахалин) установлен ряд землетрясения № 1-4, 6, 7, 9, квалифицированные как взброс. При этом сейсмическая граница с Vг=3,7–4,3 км/с в восточной части блока I (170–220 км профиля) была поднята по разлому 1 на несколько километров относительно западного. Это же характерно для нижележащей границы с Vг=6,1–5,1 км/с, которая отождествляется с фундаментом осадочных отложений (кровлей границы с Vг=6,0,0,0). Она поднята в восточном блоке с 6–8 до 5 км. Мы полагаем, что к поднятию восточного крыла относительно западного могли привести многократные взбросовые подвижки по этому разлому за геологическое время.

Блок II (330–610 км профиля) в основном представлен Курильской котловиной и нижележащими под ней структурами земной коры. Здесь за рассмотренный период времени землетрясений не наблюдалось и блок можно считать в основном асейсмичным.

Блок III (610–740 км профиля) отвечает антиклинальному поднятию Большой Курильской гряды, пересеченному профилем в районе о-ва Кунашир. Поднятие сопряжено с Кунаширским прогибом, ось которого отвечает 650-му километру профиля. Среди разломов западной части этого блока расположен глубинный разлом 8, проникающий на всю мощность земной коры. В зоне этого разлома на глубине 15 км расположен гипоцентр землетрясения №16 (рисунок).

В очаге события №16 имела место подвижка типа поддвиг. Согласно построенной нами стереограмме, пологая плоскость NP1 имеет падение на запад. При этом западное крыло поднялось и сдвинулось на юго-восток. Крутая плоскость NP2 имеет падение на восток. Вдоль нее восточное крыло опустилось и сдвинулось к югу. Отражение этих движений мы и видим на сейсмическом разрезе (рисунок), где в области очага землетрясения №16 граница К₂, являющаяся поверхностью нижнего гранулито-базитового слоя коры, смещена по разлому, установленному по сейсмическим данным. При этом юго-восточное крыло поднято относительно северо-западного, направление смещения по разлому было на северо-запад-юго-восток при вертикальной амплитуде перемещений около 2 км. Можно полагать, что в момент землетрясения нижний слой земной коры западного, большекурильского, блока в междуговом проливе испытал поддвиг под юго-восточный, малокурильский, блок. Следовательно, можно говорить о движении здесь с запада на восток, что согласуется с ранее предложенными нами и другими авторами моделями о задуговом спрединге под Курильской котловиной, и констатировать, что такие движения в глубинных слоях земной коры имеют место и в наше время.

На границе блоков III и IV (750 км профиля), отвечающей подножью приокеанского склона островной дуги (Малой Курильской гряды), в области разлома 11 установлено четыре землетрясения в земной коре (№ 18, 22, 23, 24) и ряд событий в верхней мантии. Очаг самого верхнего из этих землетрясений (№ 22) располагался в средней части земной коры, в гранулито-гнейсовом слое (граничная скорость сейсмических волн по поверхности 6,2–6,3 км/с). Гипоцентр его находился под этой границей, в зоне разлома 11, по которому юго-восточная часть сброшена относительно северозападной на 2 км и более.

Согласно интерпретации механизма в очаге этого землетрясения произошел сброс, что полностью соответствует смещению структуры вышележащей границы К₁ (рисунок).



Разрез земной коры, гипоцентры землетрясений и их механизмы (Сахалин – Курилы).

1-4 – сейсмические границы, по данным ГСЗ (1), МОВ ОГТ (2) и КМПВ (3), подошва земной коры (граница М) (4); 5 – сейсмические границы по данным МОВЗ; 6 – поверхность земной коры; 7, 8 – средние (7) и граничные (8) скорости, км/с; 9 – поворот профиля; 10 – разломы; 11 – плоскости, ориентированные по простиранию нодальных плоскостей (STK), двойные линии – NP1, пунктир – NP2; 12 – механизмы очагов землетрясений и их номер. I – V – сейсмогенные зоны. Арабские цифры в кружках – номера разломов. Стрелкой показано движение блока. Такой же вид подвижек имел место и ниже по этому разлому, на глубинах 15 км в нижележащем гранулито-базитовом слое, поверхностью которого является раздел К₂. Согласно определению механизма очага землетрясения № 23 тип сейсмодислокаций в очаге здесь такой же, как у предыдущего, – сброс.

Восточнее гипоцентра этого землетрясения, на той же глубине в зоне разлома находится гипоцентр землетрясения № 24 (рисунок), тип подвижки в очаге – взброс. Оно произошло через два месяца после предыдущего сброса. Следовательно, можно говорить, что подвижки по этому разлому носили дифференцированный во времени характер, в целом – сбросо-взбросовый. В результате общих сбросо-взбросовых смещений породы в слое К₂ вернулись практически в исходное положение.

В сейсмогенной зоне IV расположен разлом 12 (рисунок), выделенный ранее по сейсмическим данным. В зоне этого разлома были зафиксированы землетрясения № 26, 17, 21 и 19. Первым в этой серии было землетрясение № 19, произошедшее в низах коры. Сейсмодислокация в его очаге – взброс.

Вторым через восемь суток произошло землетрясение № 26 в самой верхней части этой области на глубине около 16 км в нижнем (гранулито-базитовом) слое земной коры. Тип сейсмодислокаций в очаге определен как пологий надвиг. Анализ всех параметров механизма по стереограмме показал следующее. Одна из нодальных плоскостей имеет падение на восток. Движение вдоль нее: восточное крыло поднялось и сдвинулось на север. Вторая – имеет падение на запад. Движение вдоль плоскости: западное крыло поднялось и сдвинулось к северу, т.е. в обоих случаях висячие крылья поднялись и двигались к северу.

Третье землетрясение (№ 17) в этой области произошло лишь спустя 16 лет. Здесь пологая плоскость NP1 имела падение на запад. Движение вдоль плоскости: западное крыло поднялось и сдвинулось на северо-восток. Альтернативная плоскость имела падение на восток. Движение вдоль плоскости: восточное крыло поднялось и сдвинулось на север (рисунок). Таким образом, при землетрясении № 17 движение поднявшегося западного крыла было почти такое же (на северо-восток), как по нодальной плоскости NP2 при землетрясении № 26 (на север) движение поднявшегося западного крыла. Далее, через 3 секунды, в 16 час. 15 мин. 39 сек. 09.03.1996 г. после землетрясения № 17 в этой же очаговой области произошло четвертое событие (№ 21) еще большей силы (M_w=6,1), которое также было пологим надвигом.

Сейсмодислокации в разломной зоне 12 могут быть рассмотрены в динамике. Анализ их типов во времени показал, что сначала на глубине 21 км произошел взброс (№ 19). Взброшенное крыло поднялось. Затем в верхней части оно было смещено (надвинуто) вследствие пологого надвига. Медленные движения в этом направлении, по-видимому, продолжались. Соответствующие напряжения росли, и спустя 16 лет в этой зоне опять произошли подвижки того же типа – пологого надвига, реализовавшиеся в результате землетрясения № 17 и последующего за ним еще более мощного толчка (№ 21), явившегося также пологим надвигом.

Таким образом, можно заключить следующее. Совместные исследования сейсмодислокаций в очагах землетрясений на основе детального анализа их механизмов, изучения положения во времени структурных границ на сейсмическом разрезе, геологической интерпретации слоев земной коры позволяют судить о сейсмотектонических подвижках, имевших место в блоках земной коры. Это особенно важно для сейсмоопасных и сейсмоактивных регионов, изучения сейсмических процессов, физики и прогноза землетрясений.

Л.П. Имаева¹, В.И. Мельникова¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин², Н.А. Радзиминович¹, О.П. Смекалин¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ ЗОНЫ

Исследование направлено на выявление современного структурно-тектонического плана западного фланга Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны (ОСЗ), в пределах которой произошел ряд сильных землетрясений с М=4,5–7,0 (рисунок). Рассматриваются закономерности структурообразования и кинематические типы сопряжения активных разломов, образующих разломно-блоковые структуры, в которых накапливаются значительные тектонические напряжения. Их разрядка проявляется в виде сильных землетрясений с определенным типом фокальных механизмов и в соответст-

вии с динамикой взаимоотношения крупных тектонических блоков. Рассматриваемая территория является индикатором динамики контакта фронтальных сегментов Байкало-Витимского и Алдано-Станового супертеррейнов [2, 6]: юго-западной части Алданского щита Сибирской платформы, Становой складчатой системы, а также северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В сейсмогенерирующие зоны объединены разрывные и морфоструктурные элементы, образующие разломно-блоковые структуры (РБС), которые характеризуются высокой скоростью сейсмотектонических деформаций, выявленных по геолого-структурным [2, 6], сейсмологическим [3, 4] и геодезическим данным [1]. Территорию можно подразделить на пять РБС регионального плана: Чаро-Токкинскую и Кодаро-Удоканскую, представляющих северо-восточное окончание БРЗ; Западностановую и Тукурингра-Джагдинскую – фланговые структуры Алдано-Станового блока и Темулякитскую буферную РБС, разделяющую структуры БРЗ и ОСЗ. Они представлены зонами разломных нарушений и блоками различного иерархического уровня. Устанавливаются два типа сопряжений структур, при которых РБС северо-восточного простирания (Чаро-Токкинская и Кодаро-Удоканская) характеризуются правосдвиговой кинематикой, а РБС северо-западного и субширотного направлений (Западностановая и Тукурингра-Джагдинская) имеют левосдвиговый тип подвижек. Амплитуды латеральных смещений вдоль названных РБС оцениваются до нескольких сотен километров [6]. Современной сейсмотектонической активизацией охвачено большое количество разломов, отличающихся глубиной заложения (от мантийных до коровых), кинематикой и возрастом (от архейского времени заложения до позднего кайнозоя). Их современная динамика определяется региональным полем тектонических напряжений, связанным с общим сжатием земной коры в широтном и северовосточном направлении [2, 3, 7].



Сейсмотектоническая схема западного фланга Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны.

1 – сбросы; 2 – взбросы, надвиги; 3 – сдвиги (Хн-К – Хани-Кудулинский, Тнг – Тунгурчинский); 4 – направление и скорость современных движений плит и блоков (см/год); 5 – диаграммы фокальных механизмов (темные области – действие напряжений растяжения, светлые – сжатия) сильных землетрясений, указанных на схеме цифрами: 1 – 05.01.1958 г., 2 – 14.08.1958 г., 3 – 18.01.1967 г., 4 – 14.06.1971 г., 5 – 15.01.1972 г., 6 – 25.11.1972 г., 7 – 01.03.1985 г., 8 – 07.07.1987 г., 9 – 20.04.1989 г., 10 – 29.04.1989 г., 11 – 17.05.1989 г., 12 – 21.08.1994 г., 13 – 24.10.1997 г., 14 – 08.09.1999 г., 15 – 10.11.2005 г.; 6 – кайнозойские впадины; 7 – мезозойские отложения Чульманской впадины. Эпицентральные поля: А – Олдонгсинское, Б – Олекминское, В – Южно-Якутское, Г – Ларбинское, Д – Тимптонское. Римскими цифрами обозначены средние фокальные механизмы (затемнены области осей растяжения) основных сейсмоактивных объемов: І – Олдонгсинского, II – Олекминского, III – Южно-Якутского.

Исследуемый регион охвачен проявлениями сейсмичности, которая маркирует местоположение Байкало-Станового сейсмического пояса, объединяющего БРЗ и ОСЗ. На фоне многочисленных слабых толчков (более 40 тыс. событий за XX в.) здесь обособляются пять локальных сейсмоактивных объемов земной коры, которые генерируют сильные землетрясения (рисунок): Олдонгсинское (А), Олекминское (Б), Южно-Якутское (В), Ларбинское (Г) и Тимптонское (Д) [3, 4]. Тектоническая позиция сейсмоактивных областей, расположенных на левобережье р. Олекмы, определяется пространственным сопряжением Темулякитской РБС (осевая зона), Кодаро-Удоканской и Западностановой РБС по типу Ү-структуры. По северо-восточным и северо-западным разломам фиксируются сдвиго-взбросовые подвижки, а по разломам субширотного плана наблюдаются сдвиго-сбросовые смещения [2, 4, 5]. Подобная ситуация наблюдается в районе Олдонгсинского эпицентрального поля. Первоначально местные землетрясения происходили здесь в блоке сжатия, образованном правыми сдвигами северо-восточного простирания, о чем свидетельствует фокальный механизм землетрясения 1997 г. [5]. В дальнейшем сказалось влияние субдолготного растяжения, при котором самые крупные события – Чаруодинские землетрясения (М≥5,0) – имели сбросовые фокальный механизм, а их эпицентры были приурочены к субширотным локальным зонам растяжения. Напряженное состояние земной коры по данным фокальных механизмов сильных землетрясений Западностановой РБС характеризуется субгоризонтальным северо-восточным сжатием. Вследствие этого здесь развились системы молодых сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, лево-и правосдвиговой кинематики, образующих Х-образные сопряженные пары, которые контролировали проявления Южно-Якутского (В), Ларбинского (Г) и Тимптонского (Д) эпицентральных полей. Таким образом, смена «байкальского» поля тектонических напряжений на «становое», прослеживаемая по средним фокальным механизмам, определяется кинематическим типом сопряжения рассмотренных РБС (рисунок).

В итоге, современная геодинамика и сейсмотектоническая позиция западного фланга Олекмо-Становой сейсмической зоны, структурно выраженная Чаро-Токкинской, Кодаро-Удоканской, Западностановой, Тукурингро-Джагдинской и Темулякитской РБС, отражают условия взаимодействия двух крупных литосферных плит, сближающихся в северо-восточном направлении с разными скоростями: Евроазиатской (0.2 см/год) и Амурской (1.0–1.3 см/год) [7, 8]. Наибольшая концентрация землетрясений в виде сейсмических зон и поясов наблюдается в краевых частях этой контактной области, возникшей между названными плитами, вдоль системы сдвиго-сбросов БРЗ, а также сдвигов и взбросо-сдвигов ОСЗ [2, 6]. В пределах области взаимодействия плит выделяется два блока: Забайкальский и Становой. Первый под влиянием «байкальского» поля тектонических напряжений смещается на юго-восток относительно Сибирской платформы со скоростями 0,5-0,7 см/год (по данным GPS-наблюдений) [7]. Становой блок, зажатый между Евроазиатской, Амурской плитами и Забайкальским блоком, как бы вращается по часовой стрелке относительно Евроазиатской плиты со скоростями 0.2-0.3 см/год (линейно-угловые геодезические измерения на Олекминском геодинамическом полигоне) [1], формируя в бассейне р. Олекмы южнее п. Усть-Нюкжа систему взбросов и надвигов противоположной вергентности к фронтальным надвигам Забайкальского блока. Обстановка сжатия, характерная для Станового блока, формирует на его границах определенные парагенезисы активных разломов: Западностановые левые сдвиги и систему надвигов; взбросо-сдвиги Темулякитской РБС, Кодаро-Удоканские правые и Западностановые левые сдвиги. Эти структурнотектонические соотношения находят отражение в ориентации плоскостей сместителей, определенных по данным фокальных механизмов сильных землетрясений. Установленные закономерности в проявлении сейсмичности, характере полей тектонических напряжений и развитии определенных парагенезисов разломов, возникших на границах литосферных плит, определяют кинематический тип сопряжения главных сейсмогенерирующих структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 07-05-00760-а).

Литература

- 1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
- 2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- 3. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
- 4. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 1–3.
- Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Татомир Н.В. Олдонгсинский рой землетрясений 1997–2002 гг. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. Т. 2. С. 193–196.

- 6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/ Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Calais E., Lesne O., Deverchere J., San'kov V., Lurhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutzky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // Geoph. Res. Let. 1998. V. 25. № 21. P. 4003–4006.
- 8. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. Revel. A model for recent plate velocities from space geodesy // Geoph. Res. Let. 2002. V. 107, № B4. P. 11-1–11-32.

Р.М. Кармалеева Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ВАРИАЦИИ ЗЕМНОПРИЛИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА УЧАСТКАХ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР

Основная задача геодеформационного мониторинга заключается в выявлении пространственно-временных неоднородностей в геологической среде, поскольку именно на участках неоднородного напряженно-деформированного состояния горных пород развиваются аномальные процессы, приводящие к катастрофам. Слежение за изменением состояния геологической среды, как в пространстве, так и во времени, обеспечивают геодезические и аппаратурные геофизические методы. В силу высокой точности и непрерывности во времени аппаратурные методы позволяют выявить аномальный процесс на стадии зарождения и прогнозировать его дальнейшее развитие. Кроме того, эти методы обеспечивают возможность регистрации процессов в широком диапазоне периодов от секунд до нескольких лет.

Прямые измерения движений земной поверхности проводятся с помощью наклономеров и деформометров. При этом основной характеристикой тектонической активности участка считается вектор годовой скорости деформаций. Как показали многочисленные деформографические измерения в разных регионах, эту же роль выполняет амплитуда сезонной волны деформации или наклона.

Наиболее чувствительный индикатор локальных тектонических неоднородностей представляют параметры земноприливных волн. Приливные силы, вызванные притяжением Луны и Солнца, представляют собой внешнее, регулярное и «откалиброванное» с высокой точностью механическое воздействие. Диапазон периодов приливных волн весьма широк – от третьсуточных до двухнедельных, 27-суточных, годовых, 11-летних и более длительных. Периоды всех волн известны с астрономической точностью, а амплитуды, рассчитываемые в рамках принятой модели упругой Земли, – с точностью не ниже нескольких процентов. В настоящей работе мы рассматриваем некоторые результаты теоретических расчетов и земноприливного анализа данных, полученных с помощью горизонтальных деформометров.

Ответная реакция Земли на приливные воздействия зависит от упругих свойств окружающих пород.

Земноприливные горизонтальные деформации в меридиональном (*CЮ*) и широтном (*B3*) направлениях для наиболее сильных суточной волны O1 и полусуточной M2 имеют амплитуду:

	O1	M2
СЮ	$0,37689 A (h-4l) \sin 2\theta$	$0,90812 A (h \sin^2\theta + 2l\cos^2\theta)$
<i>B3</i>	$0,37689 A (h-2l) \sin 2\theta$	$0,90812 A [h\sin^2\theta - 2l(1 + \sin^2\theta)]$

Здесь A – константа, определяемая астрономическими параметрами, θ – дополнение до геоцентрической широты пункта наблюдений, h и l – упругие константы, определяемые моделью Земли. Их глобальные значения 0,611 и 0,080 соответственно. Таким образом, для любой точки Земли можно рассчитать теоретические (модельные) амплитуды компонент прилива. Сравнение наблюдаемых амплитуд с теоретическими позволяет оценить степень напряженного состояния участка.

Особое значение приобретают измерения на участках нарушения сплошности пород, в разломных зонах. Поскольку величины волновых амплитуд измеряются нанострейнами, данный метод высокочувствителен. Перспективным направлением считается анализ параметров волн земного прилива для изучения временных вариаций свойств геологической среды, в частности для решения прогностических задач. Наблюдения в эпицентральных зонах сильных землетрясений выявили вариации амплитуд основных волн прилива до10–15 % перед сейсмическими событиями [1, 2]. Основную помеху при регистрации земноприливных волн представляют температурные вариации, в первую очередь суточные. В наименьшей степени зависят от суточного температурного хода параметры полусуточной волны M2, период которой 12 ч. 25 мин, эта же волна имеет в средних широтах максимальную амплитуду в направлении СЮ. Ее амплитуда в два раза превышает амплитуды наиболее значительных волн О1, К1 и S2. Отметим, по направлению В3 амплитуда волны M2 более чем на порядок меньше амплитуд суточных волн О1 и К1. Таким образом, представительные результаты по данным из горизонтальных деформаций на средних широтах можно получить в субмеридиональном направлении или близком к нему. Полусуточные волны более чувствительны к изменениям упругих свойств породы, чем суточные.

Поясним это на примере для двух основных волн М2 и О1.

Отношение разностей амплитуд при изменении упругих параметров выразится следующим образом.

$$\frac{\Delta e_{M2}}{\Delta e_{O1}} = \frac{0.90812 \left[\left(h_1^2 - h_2^2 \right) \sin^2 \theta + 2 \cos 2\theta (l_1 - l_2) \right]}{0.37689 \sin 2\theta \left[\left(h_1 - h_2 \right) - 4 (l_1 - l_2) \right]}$$

Примем начальные значения h₁=0,6 и l₁=0,08 и предположим 10 %-ное их изменение, т.е. h₂=0,54 l₂=0,072. Тогда $\frac{\Delta e_{M2}}{\Delta e_{O1}}$ = 2,3, т.е. амплитуда волны М2 в два с лишним раза чувствительнее к

изменению упругих свойств породы, чем О1.

Многолетние наблюдения за деформациями земной поверхности в различных тектонических условиях обнаруживают аномальное увеличение амплитуд по сравнению с теоретическими непосредственно в зонах тектонических нарушений, на разломах. При переходе через границу зоны амплитуды резко уменьшаются. Далее по мере удаления от разлома их значения постепенно приближаются к нормальным для данного пункта.

Теоретическое обоснование этого факта дал С.М. Молоденский. В работе [3] решена задача о влиянии неоднородности в упругой среде на амплитуды земноприливных волн деформаций и наклонов. Неоднородность представлена в виде прямоугольного параллелепипеда, одна и из горизонтальных осей которого $y \rightarrow \infty$. Рассматривается сечение параллелепипеда плоскостью хz. Поскольку аппаратурные измерения проводятся в точке по сравнению с протяженностью разлома, данное приближение можно считать справедливым. Рассчитывается поправка к амплитуде теоретического прилива при условии уменьшения в неоднородности упругих модулей. Мы использовали решение данной задачи для рассчета аномального уменьшения амплитуды волны M2 на станции "Протвино". Станция находится на расстоянии около 500 м от края геодинамической зоны, которая трассируется вдоль русла р. Протвы. Данная геодинамическая зона разделяет коровые блоки VII и VIII порядков. Мы рассчитали влияние зоны на волновую амплитуду в направлении, перпендикулярном неодно-

родности. В нашем случае это СЮ. По результатам наблюдений $\frac{A_{M2 \text{ наблюд.}} - A_{M2 \text{ теор.}}}{A_{M2 \text{ теор.}}} = -0.169$. По

данным расчета в предположении 30 %-го уменьшения упругих модулей в неоднородности соответствующие величины равны –(0,170÷0,200) [4]. Как было отмечено выше, станция "Протвино" удалена от картированного края разлома на расстояние около 500 м. Согласно расчету на расстоянии 200 м уменьшение амплитуды составит 60 %, на расстоянии 1500 м (ширина зоны) волновая амплитуда в пределах точности измерений равна теоретической.

Приведем некоторые примеры результатов измерения горизонтальных деформаций в разломных зонах и на прилегающих к ним участках. Все результаты относятся к волне М2. Самое значительное увеличение амплитуды (235 %) отмечено в зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира на Душанбинском полигоне. На станции "Кондара" на этом же полигоне, где прибор пересекает трещину Кондаринского разлома, амплитуда увеличена на 38 % [5].

Заниженные значения земноприливных амплитуд, в основном на 25–30 %, наблюдаются в приразломных зонах, как на платформенных участках (Протвинский полигон), так и в сейсмоактивных районах (Алма-Атинский полигон, Центральная Япония, часть станций Душанбинского полигона). В последнем случае нужно выделить станцию "Нурек". Кварцевый деформометр был установлен в штольне на крутом берегу р. Вахш. Слагающие породы сильно трещиноватые. Кроме трещин в массиве присутствуют зоны дробления шириной в несколько метров, заполненные перетертым материалом. Постоянно происходило осыпание породы со стен и потолка. По геологическим данным через массив трассировался тектонический разлом. Измерения проводились в течение пяти лет. Результат оказался неожиданным. Амплитуда волны M2 занижена на 206 %. Этот результат привел к необходимости более детального инженерно-геологического обследования массива. В итоге практи-

чески под штольней обнаружен разлом близвертикального простирания, который представляет собой, по-видимому, концентратор напряжений [6].

Второй пример выявления с помощью метода земноприливных волн нарушения сплошности пород техногенного происхождения относится к Протвинскому полигону. Уменьшение амплитуд на 28–36 % наблюдается в периоды активизации на территории поверхностного карста. При засыпании воронок амплитуда приближается к своему нормальному для данного пункта значению [7].

Таким образом, в силу высокой точности, метод земноприливного анализа позволяет выявлять скрытые формы нарушений в геологической среде на исследуемом участке.

Литература

1. Nishimura E. On Earth Tides // Trans. Am. Geophys. Union. 1950. V. 31. P. 357-376.

- Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. О связи параметров земноприливных деформаций с сейсмичностью в районе Алма-Аты // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1981. С. 16–20.
- 3. Молоденский С.М. О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 7. С. 3–9.
- 4. Кармалеева Р.М. О временных вариациях амплитуд земноприливных волн по данным деформографической станции "Протвино" // Физика Земли. 1999. № 5. С. 89–94.
- Кармалеева Р.М., Латынина Л.А., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я. Распределение линейных приливных деформаций в зоне тектонического разлома // Медленные деформации Земли и ее вращение. М.: Радио и связь. 1985. С. 98–105.
- 6. Старков В.И., Кармалеева Р.М. О смещениях и деформациях земной поверхности на площадке Нурекского гидроузла // Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976. С. 166–176.
- Кармалеева Р.М., Боярский Э.А. Мониторинг активизации карста на территории ответственного объекта // Сб. материалов III Международного научного конгресса «Гео-Сибирь-2007». Новосибирск, 2007. С. 261– 266.

В.А. Корчемагин, И.О. Павлов, В.Д. Уколов

Донецкий национальный технический университет (ДонНТУ), МОН, Донецк, Украина

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАМЫКАНИЯ ГЛАВНОЙ АНТИКЛИНАЛИ ДОНБАССА

Главная антиклиналь Донбасса отчетливо прослеживается с юго-востока на северо-запад через весь бассейн на расстоянии около 300 км. Ось складки ориентирована по аз. 290-305°. Антиклиналь представляет собой линейную, симметричную складку с крутонаклоненными крыльями (60-65°). 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. Наиболее изученной во всех отношениях является Горловская антиклиналь, к присводовой части которой приурочено Никитовское рудное поле. Отдельные месторождения рудного поля локализуются в куполообразных поднятиях, которые усложняют свод Горловской антиклинали. Всего в своде антиклинали выделяют девять куполообразных складок: (с запада на восток) Дзержинский, Дылеевский, Чернобугорский, Чернокурганский, Катушкинский, Софиевский, Новый, Чегарникский и Кировский купола. Собственно Никитовское рудное поле приурочено к пяти центральным куполам. 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 (3,0-3,5 км) располагаются четыре более крупные складки: Чегарникская и Кировская брахиантиклинали – на востоке и Дылеевская и Дзержинская – на западе.

В ходе многолетних исследований, проводившихся на Никитовском рудном поле, 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 поле тектонических напряжений также является сдвиговым [1, 2], с близгоризонтальной ориентировкой осей главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 . Ось максимального сжатия при этом ориентирована в северо-западном – юго-восточном направлении, практически вдоль оси Горловской антиклинали, ось растяжения – в северо-восточном направлении, параллельно осям купольных структур (рисунок, *в*). В результате возобладало мнение, что структура рудного поля была сформирована в результате правосдвиговых подвижек по зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома. Отражением этого разлома в современной геологической структуре является так называемый Осевой надвиг, прослеженный вдоль оси Главной антиклинали практически на всем ее протяжении. При подобной интерпретации механизма структурообразования все известные деформационные элементы (складки, разрывы) рудного поля выступают элементами структурного парагенезиса сдвиговой зоны. Эти выводы подтверждаются результатами моделирования, выполненного в свое время сотрудником кафедры «Разведка МПИ» ДПИ В.С. Емцем в одной из лаборатории Института физики Земли.



Схематическая геологическая карта западного замыкания Горловской антиклинали.

На стереограммахреконструкции полей напряжений мезорегионального уровня: для периклинали (а), для южного крыла (б), для Никитовского рудного поля (в). 1 – маркирующие горизонты: угли (а), известняки (б); 2 тектонические разрывы; проекции на верхнюю полусферу стереограммы: 3 – конические поверхности, ограничиваю-

щие области развития одноименных осей; 4 – плоскости действия главных нормальных напряжений; 5 – проекции осей сжатия σ_3 : локального (а) и мезорегионального (б) уровней; 6 – проекции осей растяжения σ_1 : локального (а) и мезорегионального (б) уровней.

В последние годы, по мере развития горных работ в зоне западного периклинального замыкания Горловской антиклинали (за пределами Никитовского рудного поля), были получены новые данные о геологической структуре этого района, о кинематике разрывов и выполнены реконструкции тектонических полей напряжений. Было установлено, что картируемый на этой площади Осевой надвиг представляет собой систему кулисообразно расположенных сместителей. В отличие от расположенных восточнее участков антиклинали, где фиксируется южное падение Осевого надвига, здесь основная масса разрывов имеет преимущественно северное падение. По всем разрывам зоны установлены правосдвиговые смещения. По-видимому, западнее по простиранию эта разрывная структура переходит в систему Северных надвигов, для которых также характерно северное падение сместителей. В южном крыле этой зоны сдвигов, примыкая к ней, горными работами шх. «Ново-Дзержинская» геометризован еще один небольшой купол субширотной ориентировки, сопоставимый по всем своим параметрам с куполами Никитовки. Складка фиксируется лишь на горизонтах глубже 450 м. Она сопровождается пологими продольными надвигами в крыльях, которые также замыкаются на выделенную зону правых сдвигов, образуя с ними динамопару.

Поле напряжений, реконструированное для западного замыкания Горловской антиклинали, аналогично полю, полученному для Никитовского рудного поля. Оси главных нормальных напряжений близгоризонтальны. Ось максимального сжатия σ_3 ориентирована по 320–330°, ось растяжения – по аз. 50–60° (рисунок, *a*, δ).

Таким образом, ни характер поля напряжений, ни тип дислокаций не меняются на всем этом отрезке Главной антиклинали – от восточных границ Никитовского рудного поля до западного за-

мыкания Горловской антиклинали. Восстановленное поле напряжений и, следовательно, все соответствующие ему деформации являются самыми молодыми для Донбасса. Их отождествляют с ларамийской фазой альпийского тектогенеза [3, 4].

Литература

- 1. 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.
- 2. 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.
- Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 164–170.
- 4. Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–55.

В.А. Корчемагин, И.О. Павлов

Донецкий национальный технический университет (ДонНТУ), МОН, Донецк, Украина

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВЫХ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В работе приведены реконструкции параметров тектонических полей напряжений, выполненные для некоторых районов Восточной Тувы (рисунок). Реконструкции выполнялись с использованием кинематического метода интерпретации трещинно-разрывных структур, разработанного О.И. Гущенко и В.А. Корчемагиным. Методика подобных реконструкций детально рассматривается в работах [1–3].

Вся территория, на которой проводились исследования, представляет собой области преимущественно салаирской и каледонской складчатости, за исключением Сангиленского блока, где развиты складчатые сооружения байкалид.

<u>Участок №1. Месторождение Октябрьское.</u> Участок расположен в верховьях р. Алгияк (Куртушубинская зона [4]). В геологическом строении участка принимают участие метаморфические, осадочные и вулканогенные породы джебашской свиты PR₃ и чингинской свиты V-€₁, представленные различными сланцами (углеродисто-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.

В структурном плане месторождение приурочено к северо-восточному переклинальному замыканию крупной Кудбайской антиклинали. Ось складки имеет северо-восточное простирание, а ее 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 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° $\angle 40^\circ$, ось сжатия σ_3 – аз.пад. 170° $\angle 30^\circ$.

<u>Участок № 2.</u> 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 [4] 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 (один из элементов зоны Главного Саянского разлома) контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. 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 правосдвиговые смещения. Северо-восточные и субмеридиональные разрывы в большинстве своем являются левыми сдвигами, реже – левыми сбросо(взбросо)-сдвигами. Восстановленное для района поле по ориентировке осей главных нормальных напряжений является сдвиговым: ось сжатия σ₃ субгоризонтальна – аз.пад. 145°∠15°, ось растяжения σ₁ – аз.пад. 242°∠30°.

<u>Участок № 3 и участок № 4</u>. Участки расположены в Каа-Хемской структурно-фациальной зоне, в бассейне левых притоков Большого Енисея – р. О-Хем (участок №3) и р. Харал (участок №4). Территория сложена верхнепротерозойскими отложениями: демержинской свитой R_{2-3} dm (метатерригенная толща с небольшим количеством туфогенного материала), ойнинской свитой R_{3} on (преимущественно метавулканиты основного, реже кислого состава с небольшой примесью терригенных пород) и охемской свитой V- C_1 oh (метаалевролиты, песчаники и конгломераты). Рифейские породы содержат межпластовые силлы и прорываются небольшими штокообразными телами метагаббро харальского комплекса R_3 hr. Породы смяты в складки различного масштаба преимущественно северо-западной ориентировки и разбиты продольными субширотными – северо-западными разрывами. Поле напряжений, восстановленное для O-Хемского района, является сдвиговым: ось сжатия σ_3 здесь близгоризонтальна – аз.пад. $165^{\circ} \angle 6^{\circ}$, ось растяжения σ_1 – аз.пад. $75^{\circ} \angle 20^{\circ}$. Поле напряжений для Харальского района сбросовое: ось растяжения σ_1 – аз.пад. $154^{\circ} \angle 36^{\circ}$, ось сжатия σ_3 – аз.пад. $314^{\circ} \angle 54^{\circ}$.

<u>Участок № 5.</u> Участок расположен в верховьях р. Нарын, в пределах Сангиленской структурно-фациальной зоны Тувы [4] (рисунок). 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 слабодислоцированные породы нарынской свиты. В районе преобладают 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. $38^{\circ} \angle 60^{\circ}$, ось сжатия σ_3 – аз.пад. $218^{\circ} \angle 30^{\circ}$.



Схема расположения участков и результаты исследований.

На стереограммах: 1 – плоскости действия главных нормальных напряжений; 2 – оси мезорегионального уровня: σ_1 (а) и σ_3 (б); 3 – то же локального уровня; 4 – конические поверхности, ограничивающие области развития одно-именных осей.

Анализируя полученные результаты, можно отметить, что в целом регион характеризуется относительно выдержанной ориентировкой оси максимального сжатия σ_3 . В четырех из пяти районов ось ориентирована близмеридионально либо незначительно отклоняется от меридиана к северозападу. Лишь в самой юго-восточной части региона 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 данных по Прибайкальскому и Монгольскому блокам [5, 6], полученные результаты свидетельствуют о региональном характере подобной перестройки поля тектонических напряжений. К западу – северо-западу от условной линии северо-восточного простирания современное мегарегиональное поле характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси главных сжимающих напряжений, восточнее и юго-восточнее – северовосточной.

Литература

- 1. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.
- 2. 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.
- 3. Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 1. С. 163–168.
- 4. Кудрявцев Г.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР, т. XXIX, ч. 1 (Тувинская АССР). М.: Недра, 1966. С. 30–45.
- 5. 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.
- 6. 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.

Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ПРИЛИВНАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ МИКРОСЕЙСМИЧНОСТИ КАК ИНДИКАТОР НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ ПЕРЕД СИЛЬНЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ

В данной работе под микросейсмичностью понимаются высокочастотные сейсмические шумы (ВСШ) (амплитуда 10⁻⁹–10⁻¹² м, частотный диапазон – первые десятки Гц), являющиеся проявлением сейсмического процесса в низшем диапазоне энергий. В общем случае это сложная суперпозиция сейсмических сигналов поверхностного (ветрового, антропогенного и пр.) и глубинного происхождения (сейсмическая эмиссия). Концентрация напряжений, предшествующих возникновению сильного землетрясения, вносит свой вклад в изменение свойств среды в объеме очага и прилежащих к нему общирных приповерхностных областях [1]. Согласно концепции активной геофизической среды [3, 7], сейсмическая эмиссия (эндогенная компонента сейсмического шума) рассматривается как интегральный отклик на все одновременно воздействующие на регион деформационные процессы.

С конца 80-х годов на Камчатке ведутся исследования ВСШ в рамках фундаментальной проблемы сейсмологии, связанной с изучением возможности контроля напряженного состояния среды и подготовки сильных землетрясений по изменению параметров геофизических полей, к которым следует отнести и поле ВСШ. Основной целью этих работ является изучение характеристик ВСШ, его подверженности внешним воздействиям и установление связи ВСШ с длиннопериодными деформационными процессами, в том числе с земными приливами [6]. В основе исследований лежат специально организованные долговременные наблюдения [13], которые ведутся в пунктах, достаточно удаленных от районов индустриальной и транспортной активности. В качестве датчика сигналов ВСШ применяется резонансный узкополосный вертикальный пьезокерамический сейсмометр (чувствительность с учетом предварительного усиления – не ниже 10^{12} В/м; частота собственных колебаний – 30 Гц; добротность – 100). В настоящее время непрерывная регистрация ВСШ ведется в четырех пунктах в пределах Курило-Камчатской островной дуги (рисунок, *a*): «Начики» и «Карымшина» (южная часть п-ва Камчатка, с 1992 г. и 2001 г. соответственно), «Шикотан» (Малая Курильская гряда, с 2005 г.), «Эримо» (о. Хоккайдо, мыс Эримо, с 1995 г.) [2, 11, 13]. В течение последних 20 лет получены непрерывные ряды данных ВСШ, не имеющие аналогов в мировой сейсмологической практике.



Отклик сейсмических шумов на приливы.

а – станции регистрации сейсмических шумов;

 $\delta - e$ – временной ход фазового сдвига $\Delta \phi$ приливных компонент для волны O1 и амплитуды приливной гармоники (в условных единицах). Примеры синхронизации перед сильными землетрясениями по данным разных станций. Момент землетрясения отмечен стрелкой. Стабилизация параметра выделена горизонтальной линией. $\mathcal{H} - u$ – группы эпицентров землетрясений, которые предварялись *стабилизацией* $\Delta \phi$ на близких значениях. Эпицентры отмечены звездочкой. Механизмы очагов приведены по данным Гарвардского центра США (HRVD Global CMT Catalog, <u>www.seismology.harvard.edu</u>). На врезках – круговые диаграммы со значениями стабилизации $\Delta \phi$ на близких значениях для каждой группы сейсмических событий. \mathcal{H} , 3 – пары глубоких субдукционных верхнемантийных землетрясений, u – эпицентры мелкофокусных (H<50 км) землетрясений южной части сейсмофокальной зоны Камчатки. На рисунок нанесены основные разломы, расположенные вкрест сейсмофокальной зоны (пунктирные линии) по [14]. Землетрясения, которые входят в группы: I – 01.06.1998, Mw=6,4; 08.10.2001, Mw=6,4; 26.07.2005 Mc=5,8; 09.12.2006 Mc=5,6; II – 01.04.2005 Mw=6,0; 15.03.2003 Mw=6,0; 08.11.2005 Mw=5,0; 26.11.2005 Mw=5,2; III – 19.12.1992 Mw=6,0; 13.11.1993 Mw=7,0; 14.02.1994 Mw=5,9; 21.06.1996 Mw=6,7; 07.05.2006 Mc=5,1; VI – 13.07.1992 Mw=6,1; 08.06.1993 Mw=7,1; 18.09.1999 Mw=6,0; 24.08.2006 Mw=6,5;

Анализ этих данных выявил ряд особенностей, которые свидетельствуют о модуляции ВСШ приливами и связи ВСШ с различными геофизическими процессами, в том числе с изменением напряженного состояния среды в процессе подготовки землетрясений [5, 8, 9, 12]. Эти работы носят не только фундаментальный, но и прикладной характер, что объясняется актуальностью проблемы сейсмического прогноза.

Обнаружено важное свойство отклика ВСШ на приливное воздействие: эффект не является стабильным во времени (рисунок, δ). В 90-х годах по результатам исследований ВСШ на Камчатке выдвинута гипотеза о связи вариаций фазы приливной компоненты ВСШ с геодинамическими процессами в регионе. В частности, выявлена синхронизация выделенной из ВСШ приливной компоненты с волной гравитационного приливного потенциала. Приливная чувствительность ВСШ наиболее стабильна и статистически значима в период подготовки сильных локальных землетрясений. Эффект проявляется как стабилизация фазового сдвига $\Delta \varphi$ между приливной компонентой ВСШ и приливной волной на определенном уровне (примеры – на рисунке, б-е). Обнаруженный эффект синхронизации процессов лег в основу метода контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений по изменению характера отклика ВСШ на приливное воздействие [4]. Оригинальным в данной методике является использование земных приливов, обусловленных лунно-солнечным гравитационным воздействием, в качестве калибровочного (эталонного) сигнала с известными характеристиками при изучении закономерностей микросейсмического излучения. В качестве опорной выбрана волна O_l , так как на Камчатке она имеет наибольшую помехозащищенность и относительно большую амплитуду. Минимальное значение магнитуды возможного землетрясения связывается с его эпицентральным расстоянием от точки наблюдения эмпирической зависимостью $M \ge 4.0 + 0.008 \times \Delta$, где $\Delta < 400$ км. Диапазон прогнозируемых событий ограничен по глубине 250 км. Методика используется для комплексной оценки сейсмической опасности для Камчатки [10].

Эффект стабилизации $\Delta \varphi$ был обнаружен как ретроспективно, так и в режиме реального времени для 32 землетрясений 1992–2008 гг. в диапазоне магнитуд Mw от 5,0 до 7,8 для эпицентральных расстояний до 400 км. Из них 22 события имели M \geq 6,0. Лишь перед единственным землетрясением энергетического диапазона M \geq 6,0 (08.03.1999 г., Mw = 6,9) предвестник выделить не удалось. В 2001–2008 гг., когда на Камчатке работали уже две станции ВСШ, в ряде случаев отмечено появление предвестников перед землетрясениями на обеих станциях одновременно.

Обнаружена группируемость землетрясений по значениям $\Delta \varphi$ в соответствии с тектоникой. При анализе зависимости значений $\Delta \varphi$ от положения эпицентров землетрясений выявлены пространственные области, в которых произошли сейсмические события, предварявшиеся стабилизацией $\Delta \varphi$ на близких значениях (рисунок, $\mathcal{m}-u$). Выявлены четыре группы для мелкофокусных субдукционных землетрясений из южной части камчатской фокальной зоны и две группы для верхнемантийных субдукционных событий. Группируемость мелкофокусных (H<50 км) землетрясений хорошо согласуется с новейшими разрывными нарушениями: группы землетрясений относятся к различным блокам, разделенным разломами по [14]. Это подтверждает неслучайный характер обнаруженного эффекта.

Выявлена статистически значимая неравномерность распределения $\Delta \phi$, отражающая отличие приливного отклика на субдукционные землетрясения и коровое землетрясение, предварявшее активизацию Карымского вулканического центра 01.01.1996 г.

Рассмотрим результаты использования приливной чувствительности ВСШ <u>в оперативном</u> <u>режиме</u> для прогноза сильных камчатских землетрясений в 1996–2008 гг. (М \geq 6,0, Δ <400 км, H<250 км). Из 16 землетрясений с указанными параметрами лишь единственное событие 08.03.1999 г., Мw=6,9, не сопровождалось стабилизацией $\Delta \varphi$. В восьми случаях предвестник был выявлен в режиме реального времени. Из них в трех случаях прогноз оправдался по всем параметрам. К случаям оправдавшегося прогноза необходимо отнести и Кроноцкое землетрясение 05.12.1997г. с Мw=7,8, протяженный очаг которого входит в прогнозируемую пространственную область. В двух случаях прогноз реализовался по времени и магнитуде, но была допущена ошибка при определении расстояния до эпицентра, что связано с использованием ранее недостаточно обоснованного критерия связи «магнитуда-расстояние». В одном случае землетрясение с прогнозированными параметрами произошло через неделю после завершения срока прогноза.

Результаты ретроспективного выявления предвестника в других сейсмоактивных районах, где также ведутся наблюдения за ВСШ (о. Хоккайдо [11], о. Шикотан [2]), согласуются с полученными на Камчатке, хотя и имеют ряд особенностей. Следовательно, синхронизацию приливной гармоники ВСШ с соответствующей волной приливного потенциала можно рассматривать как универсальное свойство геофизической среды, связанное с ее напряженно-деформированным состоянием и проявляющееся, в частности, перед сильными региональными землетрясениями.

Литература

- Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М.:ГЕОС. 2001. С. 81–97.
- 2. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Синицын В.И., Шишкин А.А. Первые результаты исследования сейсмических шумов на о. Шикотан по данным долговременных наблюдений // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 33–43.
- 3. Николаев А.В. Развитие нетрадиционных методов в геофизике // Физические основы сейсмического метода. М.: Наука, 1991. С. 5–17.
- 4. Пат. 2105332 (Российская Федерация). Способ контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений / В.А. Салтыков, В.И. Синицын, В.Н. Чебров. № 94042027/25 Заявл. 23.11.94. Опубл. 20.02.98. Бюл. № 5.
- 5. Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // ДАН. 1998. Т. 361, № 3. С. 402–404.
- 6. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // Открытия в СССР в 1983 г. М.: ВНИИПИ, 1984. С. 46.
- 7. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
- 8. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений (по материалам долговременных режимных наблюдений на Камчатке) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 48–60.
- 9. Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // ДАН. 1995. Т. 341, № 3. С. 406–407.
- 10. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 110–124.
- Салтыков В.А., Касахара М., Гордеев Е.И., Окаяма М., Синицын В.И., Такада М., Чебров В.Н. Составляющие высокочастотного сейсмического шума на мысе Эримо (о. Хоккайдо, Япония) // Физика Земли. 2002. № 2. С. 83–91.
- 12. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 37–50.
- Салтыков В.А., Чебров В.Н., Синицын В.И., Кугаенко Ю.А., Касахара М. Организация наблюдений сейсмических шумов вблизи сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 43–53.
- 14. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. – 164 с.

О.А. Кучай

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ КОНТАКТА БЛОКОВ

Работа посвящена анализу особенностей параметров механизмов очагов коровых и глубокофокусных землетрясений, произошедших в зоне контакта крупных блоков в разных геодинамических условиях Азии: между Таримом и Тянь-Шанем, Джунгарским блоком и Алтаем, Памиром и Тянь-Шанем, Гималаями и Индийской плитой, северо-восточным выступом Индийской плиты и Тибетом. Для территории Азии создан каталог механизмов очагов коровых землетрясений по материалам [1–8] с М>4,5 (1950–2006 гг.), основу которого составили данные Гарвадского центра [9]. Как известно, Индийская плита, смещаясь в северном направлении, способствует субмеридиональному сжатию структур в районе взаимодействия с Евроазиатской плитой. В то же время по геологическим данным [10] со стороны поднятий Памиро-Карокорума и Западного Куньлуня Таримский массив испытывает косое давление с надвиганием горных массивов и их сдвиговым смещением в северном направлении. Таримский массив смещается на север-северо-восток, пододвигаясь под Тянь-Шань и сдвигаясь относительно него на восток. В полосе контакта Тянь-Шаня и Тарима наблюдаются взбросо-надвиговые (поддвиговые) и левосторонние сдвиги. В движении на восток Тибет опережает Таримский массив. Привлекая многочисленные материалы по механизмам очагов землетрясений Центральной Азии, мы проанализировали распределения осей сжатия в областях контакта блоков с разными мощностями земной коры или с разными плотностными характеристиками. Получено, что близгоризонтальные оси P в очагах сильных землетрясений распределяются вкрест линии контакта блоков практически по эпюре напряжений. Такая картина наблюдается в зоне взаимодействия Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Тянь-Шаня, Джунгарского блока и Алтая, Гималаев и Индийской плиты, Тибета и восточного блока Индийской плиты (рисунок). По всей видимости, более жесткие блоки, смещаясь чаще всего к северу или северо-востоку, способствуют перераспределению напряжений в окружающих объемах земной коры. Необходимо отметить, что в ряде блоков, таких, как Таримский и Джунгарский, землетрясения практически отсутствуют. В то же время Памирский блок и блок восточного выступа Индийской плиты характеризуются повышенной сейсмичностью и глубокофокусными землетрясениями. В пределах этих блоков землетрясения возникают до глубин 250 км на Памире и Гиндукуше и в районе второго выступа Индийской плиты до глубин 150 км. Эти сейсмические события формируют зону, которая погружается в Гиндукуше к югу, а вторая зона занимает район, вытянутый с северо-востока на юго-запад и сужается с глубиной с западной стороны.



Глубокофокусные гиндукушские землетрясения распределяются по глубине следующим образом: плотность гипоцентров землетрясений с М>4,9 наибольшая на глубинах 80–150 км и 180– 260 км, наиболее сильные события, кроме коровых, происходят в диапазоне глубин 80–120 км и 180–230 км. События с наибольшей глубиной сосредоточены в районе, ограниченном 70–71 и 35,5–36,5°. В коре и в интервале глубин 80–150 км возникают землетрясения надвигового, сдвигового и сбросового типа, а в интервале глубин 180– 260 км – в основном надвиговые.

Ориентация осей сжатия по данным механизмов очагов землетрясений в зонах контактов блоков:

а – Тарима и Тянь-Шаня, б – Бирмских гор и Тибета, в – Джунгарии и Алтая, г – Гималаев и Индийской плиты, д – Памира и Тянь-Шаня. Черными линиями показаны разломы по Трифонову В.Г.

Землетрясения Бирмских гор достаточно равномерно распределены по всей сейсмоактивной глубокофокусной зоне. В коровых очагах превалируют надвиговые и сдвиговые смещения, в диапазоне глубин 45–110 км землетрясения характеризуются преимущественно сдвиговыми и сбросовыми подвижками в очагах и надвиговыми в передовой зоне восточного выступа. На глубинах более 110 км землетрясения имеют надвиговый тип смещения и регистрируются в северной части Бирмских гор.

Для того чтобы оценить деформирование объемов горных масс на разных глубинах за счет землетрясений, использовалась методика [11, 12], согласно которой тензор сейсмотектонических деформаций равен сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в единице объема за определенный промежуток времени. Деформация тех участков, где наряду со слабыми возникли и сильные землетрясения, определяется в основном последними.

В пределах каждой ячейки осреднения рассчитывались направления главных компонент тензора сейсмотектонических деформаций и коэффициент Лодэ-Надаи. Сейсмотектонические деформации получены по данным о механизмах очагов 285 землетрясений с М=4,7–7,3, произошедших в Гиндукуше в основном за период 1976–2007 гг. [9], причем список коровых землетрясений пополнился за счет более ранних определений, полученных в работах [1–4, 6]. В районе Бирмских гор сейсмотектонические деформации рассчитывались по данным механизмов 138 землетрясений, заре-

гистрированных в 1976-2007 гг. [9]. В связи со сравнительно небольшим количеством землетрясений и их неравномерным распределением в пределах района, был выбран достаточно большой размер площадки осреднения (1°х1°, с шагом 0,5°), что позволило получить сглаженную картину сейсмотектонического деформирования. Коэффициент Лодэ-Надаи введен в сейсмологическую практику в работах [11, 12], определяет вид деформации и выражается через главные значения тензора деформаций. Рассмотрим ориентацию главных осей сейсмотектонических деформаций на разных глубинных уровнях. При расчете по коровым землетрясениям в центральной части Памира выделяется область близгоризонтального субширотного растяжения, которая соответствует области резкого изменения скоростей Р-волн [13]. В западной части Памира укорочение объемов земной коры субмеридиональное, в Таджикской депрессии и в Гиндукуше – укорочения северо-западные, близгоризонтальные. Следующий слой, глубиной 56-90 км, характеризуется субмеридиональным укорочением вдоль 73-го меридиана и северо-западным юго-восточным укорочением в остальной части района. Для слоя 91-150 км наблюдается в основном северо-западное-юго-восточное сокращение объемов горных масс с меридиональным укорочением по западной окраине. Слой 151-200 км сохраняет северо-западное-юго-восточное укорочение практически для всего района и меридиональное укорочение вдоль 70-го меридиана. Для самого глубокого слоя -201-250 км - оси укорочения на западе исследуемой территории поворачиваются на северо-восток, в то же время область с укорочением осей северо-западного простирания уменьшается. Оси удлинения в подкоровых слоях близгоризонтальны на севере Памира и близвертикальны на юго-западе.

В области восточного выступа Индийской плиты сейсмотектонические деформации, рассчитанные по коровым землетрясениям, характеризуются субмеридиональным близгоризонтальным простиранием оси укорочения в области между 21-й и 23-й широтой и преимущественно северовосточным простиранием для остальной территории, также в пределах территории расположены небольшие участки широтного растяжения. В слое глубиной 56–90 км, в соответствии с простиранием Бирмских гор, происходит дугообразное изменение ориентации осей укорочения от северо-западного на юге до северо-восточного на севере. В пределах этого слоя присутствует область близгоризонтального растяжения. Такое же дугообразное изменение простираний осей укорочения характерно и для объемов горных пород на глубине 91–150 км. Оси удлинения для всех трех слоев в основном близгоризонтальны, но в последнем слое, на севере района, становятся близвертикальными.

Обратимся теперь к коэффициенту Лодэ-Надаи (μ_{ε}). Площадное и глубинное распределение значений коэффициента Лодэ-Надаи в Гиндукуше и в Бирмских горах показывает, что деформации горных масс имеют весьма сложный характер, хотя значительная часть территории характеризуется деформацией простого сдвига, так как μ_{ε} принимает в основном значения, близкие к 0.

К вопросу о направлении смещения в зоне разлома существует несколько подходов. В одном случае смещение по разлому рассматривалось в предположении, что разрыв в очаге землетрясения совпадает с положением сместителя разлома и скольжение по разлому оценивается по сумме сейсмических моментов землетрясений [14]. В другом случае оценивается вклад землетрясений в движение по разлому при плоскостях разрыва в очагах, не совпадающих с положением сместителя самого разлома [15]. В нашем случае мы попытались оценить не вклад землетрясений в движение по разлому а характер медленных тектонических смещений в зоне разлома по данным механизмов очагов землетрясений. Движения по геологическому длительно существующему разлому происходят под действием тех же тектонических сил, что и подвижки в очагах землетрясений, поэтому параметры механизмов очагов землетрясений можно рассматривать как датчики о деформациях в земной коре. Мы будем рассматривать только горизонтальные смещения, так как для этого имеется достаточно определений механизмов очагов землетрясений, произошедших вдоль зон разломов. Предполагая, что если, в целом, зона разлома характеризуется левосдвиговыми смещениями, то и деформации в зоне разлома, обусловленные смещениями в очагах землетрясений, будут чаще приводить к левосдвиговыми смещениями в зоне разлома, чем к правосдвиговым.

Отношение
$$\xi = \frac{E_{\pi}}{E_{np}}$$
 показывает, во сколько раз в плоскости разлома левый сдвиг предпочти-

тельнее правого, $\eta = \frac{E_{np}}{E_n}$ – правый сдвиг предпочтительнее левого. Величины E_n и E_{np} характери-

зуют средние лево- и правосдвиговые деформации. Имея данные по ориентации осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений, можно рассчитать средние деформации, благоприятствующие левому (E_n) или правому (E_{np}) сдвигу в зоне разлома по формулам:

$$E_{n} = \frac{1}{\mu St} \sum_{n=1}^{N} M_{on} |\sin^{2} \gamma_{n} \sin 2\varphi_{n} - \sin^{2} \alpha_{n} \sin 2\beta_{n} | H(K),$$

H(K)=1 при K>0, H(K)=0 при K<0,

$$E_{np} = \frac{1}{\mu St} \sum_{n=1}^{N} M_{on} |\sin^2 \gamma_n \sin 2\varphi_n - \sin^2 \alpha_n \sin 2\beta_n | H(-K),$$

H(-K)=1 при K<0, H(-K)=0 при K>0,

где n – номер землетрясения, μ – модуль сдвига, S – площадь разлома, t – временной интервал, α и γ –углы между вертикалью и осями сжатия (P) и растяжения (T), в очагах землетрясений, β и φ – углы между направлением единичного горизонтального вектора V и горизонтальной проекцией осей сжатия (P) и растяжения (T), отсчитываемые по часовой стрелке от единичного вектора. Вектор V считается горизонтальным единичным вектором, задающим левостороннее движение противоположной стороны разлома, N – горизонтальный единичный вектор нормали к простиранию разлома. Угол Q_i между направлением горизонтального смещения блока и линией разлома на поверх-

ности, отделяющей блоки, можно рассчитать по формуле $\operatorname{CosQ}_{i} = E_{np} \frac{(\xi - 1)}{(\xi + 1)}$.

Коэффициенты предпочтительности ($\xi u \eta$) направления горизонтального смещения в зоне разлома были рассчитаны для главных разрывных нарушений, в зоне контакта Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Тянь-Шаня и Гималаев и Индийской плиты. Разломы, имеющие сложную конфигурацию на поверхности, разбивались на отдельные фрагменты с близким направлением простирания. Для расчета использовались механизмы очагов землетрясений, произошедшие в зоне разлома на расстоянии 0,1°–0,2° от сместителя разлома. Таким образом, имея значения коэффициента предпочтительности в зоне разлома двух блоков, можно получить направления смещения блоков. Так, азимуты векторов горизонтального смещения Тарима относительно Тянь-Шаня и Индийской плиты в зоне Гималаев составляют 7°, а Памир надвигается на Тянь-Шань по азимуту 320°.

Работа выполнена в рамках Проекта 8 Президиума РАН № 16, Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 44 и при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00986,

Литература

- 1. Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1961. № 6. С. 876–881.
- 2. Широкова Е.И. Особенности механизмов очагов землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 44–57.
- Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974. № 11. С. 22–36.
- 4. Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса // Известия АН СССР. Физика Земли, 1967. № 1. С. 22–36.
- 5. Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // J. Geophysical Research. 1978. Vol. 83, NB11. P. 5361–5375.
- Verma R.K. and Chandra Sekhar Seismotectonics and focal mechanisms of earthquakes from Pamir Hindukush Regions // Tectonophysics. 1985. 112. P. 297–324.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М., 1993. С. 113–122.
- Соболева О.В., Кучай О.А., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.Е. Каталог механизмов очагов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана за 1959–1979 гг. М.: ВИНИТИ. Деп. 2243, 1980. 25 с.
- 9. CATALOG CMT (1976–2007) // www.seismology.harvard.edu.
- 10. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Отв. редактор В.И. Макаров. М.: Научный мир, 2005. 399 с.
- 11. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
- 12. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14–23.
- 13. Koulakov I., Sobolev S.V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region // Geophys. J. Int. 2006. 164. P. 425–440.
- 14. Brune J.N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones // J. Geophysical Research. 1968. Vol. 73, № 2 P. 777–787.
- 15. Кучай О.А., Юнга С.Л. Сейсмическое скольжение по Дарваз-Каракульскому разлому // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 1. С. 39–47.

ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РАЗЛОМЕ САН-АНДРЕАС ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ LANDERS (Mw=7,3)

Одной из основных задач сейсмологии была и остается задача прогноза сейсмической активности. Особенно актуальна эта задача в сейсмоактивных областях, характеризующихся сильной сейсмичностью. Постоянный мониторинг сейсмической активности, который проводится как на прогностических полигонах, так и на основе данных мировых сейсмологических сетей, позволил выделить ряд предвестниковых аномалий, наиболее яркими из которых являются: вариации отношения продольной и поперечной скоростей распространения сейсмических волн, вариации электропроводности среды, вариации скорости сейсмотектонических деформаций. К настоящему времени выделено порядка трехсот предвестников землетрясений. Тем не менее, все сходятся во мнении, что до решения проблемы прогноза еще очень далеко. Более того, некоторые исследователи вообще сомневаются в разрешимости этой задачи.

Практическое применение выявленных предвестников, как правило, сталкивается с двумя основными трудностями: малой плотностью сейсмических сетей и недостаточной информацией о строении геосреды (эти проблемы решаются в локальном масштабе на прогностических полигонах). Решение этих вопросов приводит к существенному улучшению прогноза, однако, не исчерпывает проблему целиком.

На взгляд автора, причина этому – опосредованный характер выявленных предвестников к процессу разрушения массивов горных пород. Землетрясение, любого уровня магнитуд, ассоциируется с нарушением сплошности среды, которое происходит вследствие достижения напряженным состоянием предела эффективной прочности массива горных пород. Наблюдаемые предвестники связаны с изменениями тех или иных физических процессов, происходящих в очаговой зоне вследствие изменения напряженного состояния геосреды. Переход от наблюдаемых предвестников к напряженному состоянию геосреды является обратной задачей, решение которой не может быть единственным и устойчивым. В самом деле, где гарантия, что изменения электропроводности среды связаны именно с процессом подготовки землетрясения, а не с какими-либо иными процессами, например повышением уровня осадков в данном регионе?

В последней работе [2] автор показывает перспективность исследования закономерностей сейсмичности на основе наблюдений за напряженным состоянием геосреды. Была показана сама возможность такого мониторинга, на коротком, в геологическом масштабе, отрезке времени. Решение этой задачи требовало восстановления тензора напряжений, что было достигнуто введением ряда очень жестких физических положений, которые зачастую не выполняются в реальных сейсмогенных областях. Так, например, для всех землетрясений брался единый угол скола, что, разумеется, не выполняется.

Данная работа имеет своей целью развить это направление, что в первую очередь относит нас к задаче о реконструкции поля тектонических напряжений. В 2003 г. в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецким был разработан метод катакластического анализа [3], позволяющий восстанавливать не только ориентацию главных осей, но и сами значения тензора тектонических напряжений. Реконструкция проводится на основе данных о механизмах очагов землетрясений. Условия детальности реконструкции, то есть характерный масштаб осреднения поля напряжений, непосредственным образом связаны с детальностью каталога механизмов очагов землетрясений, который используется при реконструкции.

В таком контексте особую роль для решения вопросов обнаружения закономерностей сейсмичности приобретают локальные каталоги механизмов очагов землетрясений, обладающих низким значением магнитудного диапазона.

Необходимо подчеркнуть, что реконструкция полей напряжений приводит исследователей к более глубокому пониманию физических процессов в очаговой зоне, что тесно связано с установлением закономерностей сейсмического режима, появляются новые метаморфогенные модели очагов землетрясений [1, 4, 5]. В то же время знание физических процессов на стадии форшоковой и афтершоковой активности дает возможность улучшения методов реконструкции полей напряжений. Таким образом, задачи физики очага землетрясения и задачи реконструкции полей напряжений оказываются тесно связанными.

Исследование напряженного состояния среды, с целью выявления особенностей сейсмического режима, целесообразно проводить для регионов, характеризующихся, помимо повышенной
сейсмичности, еще и простотой тектонического строения. К тому же, необходимо, чтобы по этому региону имелся каталог механизмов очагов за достаточно продолжительный период времени. Этим требованиям удовлетворяет разлом Сан-Андреас, для которого характерны землетрясения сдвигового типа. Для этого региона геологической службой США создан локальный каталог, магнитудный диапазон которого начинается от $M_w - 1,5$, а начало периода наблюдений относится к 1975 г. На период 1975–1994 г. база каталога составила 36000 событий. Детальность реконструкции поля напряжений по такому каталогу достигает 2–5 км.

За последние 20 лет на территории разлома Сан-Андреас произошло четыре крупных землетрясения: Cape Mendosino, 1992 г., Landers, 1992 г., Northridge, 1994 г. и Hector Mine, 1998 г. Землетрясение Landers 1992 г. широко известно и обсуждалось в литературе многими авторами.

Однако на тот момент точность и эффективность методов реконструкции полей тектонических напряжений [6] были существенно ниже. Это обстоятельство указывает на целесообразность исследования поля тектонических напряжений на разломе Сан-Андреас, в окрестности очаговых зон перечисленных сильных землетрясений, при помощи метода катакластического анализа.

Сильные землетрясения характеризуются не только тем, что являются следствием процессов, происходящих в геосреде, но и тем, что сами активно влияют на нее (например, процессы уплотнения или разуплотнения массивов горных пород). В связи с этим, задачу реконструкции поля тектонических напряжений целесообразно разбить на два этапа: до сильного землетрясения и после. Поле напряжений, даже в пределах простых геологических структур, существенно неоднородно, что объясняется сложностью как латерального, так и глубинного строения. Как правило, в латеральном отношении эпицентры землетрясений приурочены к крупным разломным зонам земной коры, а в глубинном отношении – к смене слоев пород, слагающих кору. Такая приуроченность говорит о необходимости разделения задачи реконструкции не только по времени, но и по глубинным слоям. Так, для региона разлома Сан-Андреас, ввиду распределения эпицентров землетрясений по глубинам, целесообразно реконструировать поле напряжений с шагом по глубине – 5 км.



Сравнение результатов реконструкции, проведенной по данным используемого каталога, с результатами других авторов (Hardebeck J.L., Hauksson E.) представляется весьма перспективным, так как, помимо закономерностей сейсмического режима, может выявить особенности самого поля напряжений, которые были скрыты от исследователей, в связи с использованием более крупного масштаба осреднения.

Разлом Сан-Андреас и сильнейшие землетрясения Калифорнии, до 1993 года.

- 1. Киссин И.Г. Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов // Электронный научно-информационный журнал Вестник ОГГГГН РАН. 2001. Т. 2, № 17. С. 1–21.
- Лукьянов И.В. Возможность мониторинга напряженного состояния геосреды на примере о. Новой Ирландии // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тез. доклада Всероссийской конф. М.: ОИФЗ, 2008. Т. 2. С. 407.
- Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ, 2003. 56 с.
- 4. Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, №. 4. С. 92–110.
- 5. Родкин М.В. Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // Физика Земли. 2001. № 8. С. 42–52.
- 6. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.

АКТИВНОЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ РИФТОГЕННЫХ К СДВИГОВЫМ СТРУКТУРАМ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Исследование зон взаимодействия структур с различным напряженным состоянием и кинематикой главных структурообразующих разломов представляет интерес как с точки зрения общих геодинамических построений, так и с точки зрения познания закономерностей внутреннего строения зон сочленения крупных разломов. Нами проведены полевые геолого-структурные исследования в переходной зоне между структурами юго-западного звена Байкальской рифтовой системы, представленного субмеридиональными Хубсугульской, Дархатской и Бусийнгольской впадинами, и сдвиговыми структурами Монголии, представленными Северо-Хангайским разломом и оперяющими его дизъюнктивами.

Впадина озера Хубсугул представляет собой полуграбен с крутым западным и пологим восточным бортом. Борта образованы разломами субмеридионального, северо-западного и северовосточного простирания. Мощность осадков во впадине не превышает 450–550 м [4]. Из данных бурения и сейсмопрофилирования [5, 6] следует, что на начальной стадии (согласно расчетам – примерно от 5,5 до 0,4 млн л.) погружение впадины развивалось интенсивно, о чем говорит большой угол наклона осадков, указывающий на некомпенсированное прогибание. Затем (с 0,4 млн л.), после размыва, фиксировавшего поднятие днища, стиль осадконакопления сменился. В толще субгоризонтальных слоев отмечается ряд следов размыва. Смена типа осадконакопления связана со сменой стиля геодинамического развития структуры, установленного по геолого-структурным данным [3]. Формирование впадины озера Хубсугул задано растяжением в северо-западном-юго-восточном и субширотном направлении в миоцене. Начало инверсии приходится на поздний плиоцен – плейстоцен. После кратковременного эпизода сжатия в северо-западном направлении превалировали сдвиговый и транспрессивный режимы с север-северо-восточным направлением сжатия. При этом в северной части впадины, ограниченной с северо-запада разломами северо-восточного простирания, продолжает реализовываться сбросовая компонента смешений и осуществляться пассивное раскрытие впадины. В центральной и южной части впадины, ограниченной субмеридиональными и северсеверо-западными разломами, повсеместно фиксируются правосторонние сдвиговые и взбрососдвиговые смещения. Такая же закономерность наблюдается и на южном продолжении субмеридиональных структур Хубсугульской впадины по долине р. Эгийн-Гол. При этом отмечается пересечение и «запирание» рифтогенных структур разломами северо-западного простирания.

Дархатская впадина – полуграбен, ограниченный сбросовым уступом с востока. Для последнего характерна сегментированность, простирание разлома на разных участках меняется от северовосточного до северо-западного, а на центральном участке – до широтного. Впадина заполнена плиоцен-четвертичными осадками мощностью до 450 м [4]. Реконструкции показывают доминирование режима растяжения с наличием режимов сдвига и транстенсии. Временные соотношения деформаций недостаточно ясны. На современном этапе по данным о механизмах очагов землетрясений фиксируются деформации сдвига.

Бусийнгольская система впадин имеет в плане S-образную форму, ее образуют два полуграбена – Терехольский и Белинский – на ее окончаниях и узкий меридиональный Бусийнгольский грабен. Впадины ограничены сбросами без видимых сдвиговых смещений. Судя по современной сейсмичности, наиболее активны современные деформации в Бусийнгольской впадине. В ее бортах отмечают также голоценовые сейсмогенные уступы меридионального простирания [4]. Расчеты сейсмотектонических деформаций указывают на доминирование деформаций сдвига с осью растяжения, направленной на северо-запад, и север-северо-восточной осью сжатия в центральной и северной частях системы впадин и условий сжатия в северо-восточном направлении в южной части [7].

Южнее Хубсугульской впадины, начиная с параллели Эрхилнурской впадины, общий неотектонический структурный план резко меняется – преобладают структуры северо-восточного и субширотного простирания, приуроченные собственно к зоне Северо-Хангайского разлома и оперяющим разрывным нарушениям, – это непротяженные и довольно мелкие приразломные межгорные впадины «болнайского» типа.

Эрхилнурская впадина по данным [4] заполнена верхнеплиоцен-четвертичными осадками мощностью в 250 м. Впадина имеет субширотное простирание и ограничена по северному борту разломами, активность которых выражается четкими уступами в рельефе и фиксируемой здесь палео-

сейсмодислокацией. Последняя прослеживается в широтном направлении и представлена системой кулисообразных ложбин. Ложбины имеют простирание 50–65°, длину 60–90 м, ширину – от 15 до 30 м и глубину от 0,5 до 2,5 м. Серия ложбин сменяется уступом с простиранием 320°, высотой до 1,5 м и длиной 170 м. Характер этих деформаций указывает на левостороннюю сдвиговую кинематику смещений. Фиксируемые смещения в зонах разломов характеризуют левостороннюю сдвиговую кинематику для субширотных разломов и левостороннюю сдвиго-сбросовую для северо-восточных разломов, а реконструкции полей палеонапряжений показывают условия сдвига и растяжения соответственно. В целом эти неотектонические структуры наследуют зону древнего Цаганульского разлома, протягивающегося в северо-восточном направлении на расстоянии 270 км, который на югозападном отрезке был активизирован во время Цэцэрлэгского землетрясения (09.07.1905, Ms=7,8). Дислокации, связанные с землетрясением, имеют сдвиговую кинематику, и реконструированные по трещиноватости в зоне разлома стресс-тензоры также характеризуют сдвиговый тип деформирования. Цаганульский разлом может рассматриваться как структурный элемент, частично обеспечивающий передачу деформаций между Северо-Хангайским разломом и Хубсугульской впадиной.

Муренская впадина заполнена верхнеплиоцен-четвертичными осадками, мощность которых составляет около 300 м [4]. Впадина имеет четкое разломное ограничение по южному борту. Здесь основную роль играют северо-восточно-ориентированные разломы, четко выраженные в рельефе сбросовыми уступами с хорошо выраженными фасетами. В ряде мест фиксировались висячие долины ручьев. Самыми последними сейсмогенными деформациями затронуты конусы выноса водотоков 1 и 2-й генерации. Сбросовый уступ прослеживается на 15 км. Реконструкции полей напряжений в зоне этого разлома характеризуют режим растяжения в северо-западном направлении. В юговосточной части впадины северо-восточный разлом подставляется субширотным и северо-западным разломами. Здесь реконструированы режимы сдвига, транспрессии и сжатия с северо-восточной и субмеридиональной ориентировкой оси сжатия. Для северо-восточного борта впадины, ограниченного разломом северо-западного простирания, также характерны реконструкции режима транспрессии с северо-восточным направлением сжатия. В целом парагенез деформаций в Муренской впадине отвечает полю напряжений с северо-восточным направлением сжатия и северо-западным – растяжения, в котором по северо-западным и субширотным разломам происходят взбросовые и сдвиговые смещения, по северо-восточным – сбросовые.

Южнее Муренской впадины расположена система структур зоны Северо-Хангайского сдвига, который протягивается в широтном направлении вдоль северного склона Хангайского поднятия и далее на запад вдоль хр. Хан-Хухэй. В позднем кайнозое разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями и был активизирован во время Болнайского землетрясения (23.07.1905, Ms=8,2).

Западный сегмент разлома представлен транспрессивными структурами хр. Хан-Хухэй. Система надвигов, обрамляющих главный сдвиг, образует симметричную пальмовую структуру и деформирует кайнозойские отложения межгорных впадин. Реконструкции полей напряжений показывают здесь режимы сжатия и транспрессии с субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Эрзино-Агардагский разлом северо-восточного простирания, который можно отнести к структурам оперения западного сегмента Северо-Хангайского разлома, представляет собой левосторонний сдвиг со взбросовой компонентой на изгибах субширотного простирания. Реконструкции поля напряжений с использованием тектонической трещиноватости в зоне разлома указывают на преобладание режима транспрессии. Этот разлом, наряду с блоком Сангиленского поднятия, является структурным элементом, обеспечивающим передачу и трансформацию деформаций между Северо-Хангайским разломом и Бусийнгольской впадиной.

Для центральной части Северо-Хангайского разлома на фоне левосторонних сдвиговых смещений характерны продольные горсты типа «push-up» и мелкие впадины пулл-апарт. Отрицательные структуры представлены Тэс-Селенгинской системой неглубоких [4] внутригорных котловин субширотного и северо-восточного простирания. Реконструкции показывают режимы сдвига, сжатия и транспрессии с северо-восточным направлением оси сжатия.

Восточный сегмент Северо-Хангайского разлома представляет собой структуру типа releasing bends на широтном сдвиге, которая формирует систему кулисных грабенов-впадин, используемых долинами рек Селенга, Бугсэйн-Гол, Эгийн-Гол. Большинство из тектонических расширений этих долин имеет северо-восточное простирание и выполнены плиоцен-четвертичными озерноаллювиальными отложениями мощностью до 100 м [4]. Впадины ограничены разломами северовосточного и субширотного простирания, а реконструкции стресс-тензоров показывают режимы и сдвига, и растяжения.

Таким образом, в зоне динамического влияния Северо-Хангайского разлома наблюдается пространственное изменение поля напряжений с запада на восток от транспрессии, через сдвиг к транстенсии. Смена сдвиговых деформаций сдвиго-сбросовыми происходит примерно по меридиану Хубсугульской, Эрхилнурской и Муренской впадин. По этому направлению проходит граница Тувино-Монгольского микроконтинента, которая протягивается и южнее, примерно через центральную часть Хангая [1]. По данным сейсмотомографических исследований [2] в структуре верхней мантии, примерно вдоль 100° в.д., прослеживается граница высоко- и низкоскоростной аномалий Р-волн и, соответственно, граница толстой и тонкой литосферы. Резкая скоростная неоднородность прослеживается вплоть до глубин 430 км и наиболее хорошо выражена до глубин 200 км. Поле повышенных скоростей западнее 100° в.д. охватывает западную половину Хангайского нагорья, Котловину Больших Озер, Западное Прихубсугулье и прослеживается далее в южные районы Тувы. Низкоскоростная аномалия восточнее 100° в.д. расположена под восточной частью Хангая, Центральной Монголией и прослеживается через Восточное Прихубсугулье и Южное Забайкалье в южную часть Сибирской платформы. В Восточном Хангае к этой аномалии приурочены ареалы базальтового вулканизма и структуры растяжения северо-восточной ориентировки. Таким образом, субмеридиональная линия вдоль 100° в.д., выраженная в ярком контрасте толщины литосферы и типов структур земной коры, выступает важнейшей межблоковой границей.

Передача деформаций от зоны Северо-Хангайского разлома к рифтогенным впадинам (Бусийнгольской и Хубсугульской) осуществляется при участии Эрзино-Агардагского и Цаганульского сдвигов, которые сопрягаются с рифтогенными структурами через горные перемычки. Во временном отношении образование рифтогенных впадин Северной Монголии, за исключением Бусийнгольской, происходило в условиях субширотного и СВ растяжения еще до активизации сдвиговых смещений по Северо-Хангайскому разлому. Усиление сжатия коллизионного происхождения, по-видимому, сначала играло роль активатора процессов формирования впадин, благодаря благоприятному расположению структур по отношению к направлению сжатия. Развивающаяся во времени экспансия фронта деформаций сдвига и сжатия на северо-восток, по направлению к жесткому краю Сибирской платформы, приводит к постепенной смене режима деформирования земной коры и инверсии в режиме развития впадин.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 08-05-00992) и проекта Программы Президиума РАН № 16.8.

Литература

- 1. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Могольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
- 2. Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на PP-P волнах // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (5). С. 474–490.
- 3. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лухнев А.В. Позднекайнозойское напряженное состояние земной коры Прихубсугулья (Северная Монголия) по натурным и экспериментальным данным // Геотектоника. 2004. № 2. С. 78–90.
- 4. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья // Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
- 5. Федотов А.П., Де Батист М., Шапрон Е., Де Райкер К., Паулс Т., Грачев М.А. Сейсмопрофилирование осадков озера Хубсугул // ДАН. 2002. Т. 382, № 2. С. 261–263.
- 6. Fedotov A., San'kov V., De Batist M., Kazansky A., Parfeevets A., Miroshnitchenko A., Pouls T. Chronology of the Baikal Rift System // EOS. 2006. Vol. 87, № 25. P. 246–250.
- 7. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.

В.А. Петров, А.О. Мострюков, В.И. Лыков

Геофизическая обсерватория "Борок", филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, пос. Борок, Ярославская область, Некоузский район, Россия

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ В ЗОНЕ КРИПУЮЩЕГО РАЗЛОМА

По данным каталогов землетрясений и механизмов их очагов Северной Калифорнии (Northern California Earthquakes Data Center) проведены реконструкции поля тектонических напряже-

ний и поля жесткости горных пород для разлома Сан-Андреас в окрестности г. Паркфилд. В этом районе движение по разлому характеризуется тем, что скорость крипа на участке протяженностью 60 км изменяется от 20 мм/год на северо-западе до 0 на юго-востоке, причем за 40 лет наблюдений эти величины очень стабильны. Фоновая сейсмичность приурочена в основном к зоне разлома, но есть области рассеянной сейсмичности, приуроченные к очаговым областям сильных землетрясений вне зоны разлома (1983, 2003). Отличительной чертой сейсмичности на этом участке разлома является очень выразительная периодичность возникновения сильных землетрясений с $M \ge 6$. Действительно, землетрясения 1857, 1881, 1901, 1902, 1934, 1966, 1983 и 2003–2004 гг. отражают проявления двадцатидвухлетнего периода повторяемости событий в этом временном ряду. Прогнозы, основанные на данном факте и сделанные в начале восьмидесятых годов [1, 2], дали толчок к развитию комплекса наблюдений. Следующее сейсмическое событие в районе Паркфилда, то есть землетрясение 2004 г., по мнению американских сейсмологов [3, 4], могло оказаться форшоком сильнейшего землетрясения с $M \le 8,0$ юго-восточнее Паркфилда (район Fort Tejon разлома Caн-Андреас), где в 1857 г. было землетрясение с M = 7,9. Тогда форшок в Паркфилде с M = 6,0 произошел на 2 часа раньше.

К 2004 г. на Паркфилдском полигоне были сосредоточены, помимо 56 сейсмических станций, пункты крипометрии (13 станций), GPS измерений (23), магнитометрии (6), дилатометрии (5), которые составляют основу полигона. За период наблюдений из землетрясений с M ≥ 6,0 только землетрясение 28.09.2004 года произошло в зоне разлома на юго-восточном окончании секции торможения крипа [5]. Землетрясение с M ≥ 6 1983 г. произошло в восточном крыле разлома в 30 км от пункта Coalinga, а землетрясение с $M \ge 6\ 2003\ r$. – в западном, в 40 км от зоны разлома (San Simeon). Второе событие отметилось лишь небольшим (< 10 мм) положительным скачком в показаниях некоторых крипометров в момент землетрясения. Землетрясение 1983 года отразилось более значительно на четырех пунктах из шести, функционировавших в то время. Скачок, связанный с самим землетрясением, не превысил 10 мм и предварялся на пунктах WKR1 и XMM1 двухмесячным проявлением повышенной скорости смещений крыльев разлома. Фоновые значения скорости были превышены в несколько раз, а "постземлетрясенческая" стадия отличалась длительным (до двух лет) проявлением отрицательных скоростей (по WKR1). Все перечисленные факты позволяют говорить о том, что контролируемый крипометрами участок разлома Сан-Андреас входил в зону подготовки очага землетрясения 1983 г. То, что землетрясение произошло вне зоны разлома, определило специфику проявления пред- и пост-стадий в показаниях крипометров.

Для Паркфилдского района информативность мониторинга жесткости сейсмоактивных массивов горных пород по крутизне первого вступления прямой продольной волны фоновых землетрясений напрямую зависит от концентрации в массиве очагов с магнитудами $1,5 \pm 0,5$ [6, 7]. Как уже говорилось выше, здесь основная масса очагов фоновых землетрясений сконцентрирована в объеме $2 \times 15 \times 60$ км, где 2 км – ширина сейсмоактивной зоны, примыкающей к плоскости разлома, 15 км – глубина сейсмоактивной толщи земной коры, 60 км – протяженность выбранного для анализа участка разлома Сан-Андреас. Конфигурация сейсмоактивного объема определила информативность таких представлений результатов анализа как сканограммы RG = f(X, t) для фиксированных пределов по глубине, RG = f(H, t) для выбранного участка разлома, RG = f(X, H) для фиксированного интервала времени, где RG – параметр жесткости, X – координата вдоль разлома, t – время, H – глубина.

Перед событиями 1983 и 2004 гг. в зоне разлома Сан-Андреас наблюдалось предшествовавшее понижение жесткости, осредненное для всей сейсмоактивной толщи земной коры (15 км). Следовательно, оперативный контроль позволяет определить наличие предвестников, особенности проявления которых можно рассмотреть на сканограммах RG=f(X,H) для временных интервалов продолжительностью в год до и после землетрясений. Аномальные понижения жесткости перед землетрясениями 1983 и 2004 г. наблюдались на разных участках секции торможения крипа. Сканирование по глубине показывает, что аномалия 1983 г. наблюдалась в пределах 8–12 км, а в 2004 г. от 0 до 9 км. В моменты землетрясений скачки крипа над указанными аномалиями имели максимальные амплитуды, что говорит о физической связи между этими явлениями [8].

По распределению наибольшей массы афтершоков можно оценить протяженность очаговой зоны 2004 г. в 30 км. Эпицентр землетрясения располагался в ее юго-восточной части и, по всей видимости, являлся точкой начала активизации разлома на протяжении секции торможения крипа. Участок разлома, где проявились максимальные сейсмогенные скачки в смещениях крыльев, находился северо-западнее эпицентра, но в пределах очаговой зоны. При детальном анализе процесса возникновения аномально пониженной жесткости оказалось, что своим происхождением она обязана фоновым землетрясениям наименьших магнитуд. В спокойные периоды сейсмического режима параметр RG является инвариантом для всего диапазона магнитуд фоновых землетрясений с M < 4, а в периоды активизации (подготовка и реализация сильного землетрясения) наблюдается значительное

уменьшение параметра RG для малых магнитуд. Этот же эффект свойствен и афтершоковой стадии развития очага сильного землетрясения в зоне активного разлома. По всей видимости, активность разлома определяет вязкий механизм образования или активизации имеющихся очаговых трещин очень слабых землетрясений. Роль относительно более сильных фоновых землетрясений ($3 \le M \le 4$) остается в хрупком разрушении преград для смещения берегов основного разлома. Недаром два афтершока с $M \ge 5$ произошли на значительном удалении от главного эпицентра в северо-западном окончании зоны афтершоковой активности.



Реконструкция поля тектонических напряжений была проведена для временных интервалов, соответствующих интервалам стационарного состояния (1968–1980), подготовки очага (1980–1983), афтершоковой последовательности (1983–1988), стабилизации (1988–1998), активизации (1998–2003), сильной сейсмичности (2003–2004) и последующей афтершиковой стадии (2003–2008). Ориентация главных компонент поля напряжений для всех временных срезов оказывается очень стабильной и характерной для правосдвиговых деформаций по разлому Сан-Андреас (горизонтальные меридиональное сжатие и широтное растяжение). Только в очаговой области землетрясения 1983 г. вне зоны разлома на стадии подготовки возникает область взбровового поля с вертикальным растяжением. После землетрясения на афтершоковой стадии в этой области тип поля меняется на сбросовый, который проявляется и до настоящего времени. Наиболее изменчивым параметром поля напряжений является коэффициент Лодэ-Надаи, характеризующий вид напряженного состояния (форму эллипсоида напряжений). Изменения этого параметра во времени показывают аномалии, которые мы связываем с процессами подготовки и реализации сильных землетрясений.

- 1. Bakun W.H., McEvilly T.V. Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes // J. Geophysical Research. 1984. V. 89, N. 3, P. 3051–3058.
- 2. Lindh A.G. Opinion // Seismological Research Letters. 2005. V. 76, N.1. P. 3-6.
- 3. Langbein J., Borcherdt R. et al. Preliminary report on the 28 September 2004, M = 6,0 Parkfield, California earthquake // Seismological Research Letters. 2005. Vol. 76, N 1. P.10–26.
- Meltzner A.J., Wald D.J. Foreshocks and aftershocks of the great 1857 California earthquake // Bull. Seismological Society of America. 1999. V. 89, N. 1. P. 1109–1120.
- Bilham R. Coseismic strain and the transition to surface afterslip recorded by creepmeters near the 2004 Parkfield epicenter // Seismological Research Letters. 2005. V. 76, N.1. P. 49–57.
- 6. Lykov V.I., Mostryukov A.O. Background seismicity as an indicator of crystal deformational process // Journal of earthquake prediction research. 1996. V. 5, № 1. P. 535–545.
- 7. Лыков В.И., Мострюков А.О. Природа пространственно-временных вариаций жесткости сейсмоактивных массивов горных пород разлома Сан-Андреас (Северная Калифорния) // Физика Земли. 2008. № 8. С. 63–69.
- 8. Петров В.А., Мострюков А.О., Петрова Р.Н. Пространственные и временные изменения типов сейсмотектонических деформаций земной коры Северной Калифорнии в зоне разлома Сан-Андреас // Физика Земли. 2004. № 9. С. 41–50.

В.А. Петров¹, А.О. Мострюков¹, В.И. Мельникова²

¹ Геофизическая обсерватория "Борок", филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Ярославская область, Некоузский район, пос. Борок, Россия

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА ПО МЕХАНИЗМАМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Напряженно-деформированное состояние земной коры определяет характер тектонических процессов и развитие связанных с ними тектонических движений, деформаций, складок и разрывов. В этом контексте разработка методов и подходов по реконструкции полей тектонических напряжений относится к числу актуальных проблем тектонофизики, геотектоники и сейсмологии. Решение этой задачи тесно связано с проблемой прогноза землетрясений, с вопросами интерпретации современных движений, прогнозированием сейсмической опасности, исследованиями физики явлений, протекающих в очаговой области до, во время и после сильного землетрясения.

В работе представлены результаты изучения напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) по данным о механизмах очагов землетрясений. В отличие от предыдущих исследований регионального стресс-тензора [1, 2], в данном случае внимание акцентируется на выявлении пространственно-временной структуры поля тектонических напряжений. Для реконструкции параметров напряженного состояния в работе использовалась методика, в основе которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гущенко [3, 4]. Подробное описание методики определения направлений осей главных напряжений по совокупности механизмов очагов землетрясений представлено в работах [3–7]. В качестве исходной информации для расчета главных компонент тензора напряжений использованы данные по механизмам очагов землетрясений широкого диапазона магнитуд (от 2,2 до 7,6) за период 1950–2006 гг. [8–12 и др.].

На первом этапе исследований, с учетом подобия движений в очагах слабых и сильных землетрясений БРЗ [9], было реконструировано поле тектонических напряжений с использованием всех данных о фокальных механизмах сейсмических событий (за весь временной период без селекции по магнитуде). Пространственное распределение направлений главных осей напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3) по-



казало, что оси σ_1 (ось растяжения) в подавляющем большинстве случаев близгоризонтальны (угол осей с горизонтом от 0° до 15°) и ориентированы поперек простирания Байкальской рифтовой зоны. Эта особенность напряженнодеформированного состояния земной коры, собственно, была установлена и ранее [2, 8-10]. Пространственное распределение осей σ_2 (промежуточная ось) и оз (ось сжатия), ориентированных в основном на юго-восток – северо-запад, по направлению и углу наклона в регионе носит более сложный характер, В пределах рассматриваемой территории выделяются области, в которых направление оси σ_3 переходит в σ_2 и наоборот (случай одноосного растяжения, когда $\sigma_1 \ll$ $\sigma_2 = \sigma_3$).

Временное изменение углов наклона главных осей напряжений σ_1 , σ_3 и коэффициента Лодэ-Надаи (μ_{σ}) по данным о механизмах очагов землетрясений с M=2,2-7,6.

На следующем этапе исследований исходные данные были разделены на два временных интервала – 1950–1998 гг. и 1999–2006 гг. и для каждого из них были реконструированы направления главных осей напряжений. Сопоставление пространственных параметров осей σ_1 для разных интервалов показало, что их характер не претерпел существенных изменений. Небольшие расхождения связаны только с изменением угла наклона осей растяжения. Наиболее существенное рассогласование параметров поля напряжений связано с азимутальными и угловыми различиями осей σ_2 и σ_3 . Можно предположить, что такое резкое отличие данных, полученных для двух независимых периодов времени, связано с флуктуациями напряженно-деформированного состояния земной коры.

Для выяснения влияния выбора энергетического уровня сейсмических событий на оценку напряженного состояния земной коры проведено определение параметров поля напряжений по механизмам слабых землетрясений (М≤4,5) и по механизмам полного каталога, включающего весь энергетический диапазон землетрясений. Сопоставление результатов показало их практически полную идентичность. Хорошая сходимость данных, возможно, объясняется тем, что большая часть решений фокальных механизмов в каталоге относится к слабым землетрясениям. Для выявления пространственной структуры поля тектонических напряжений на уровне сильных событий (М>4,5) данных, к сожалению, оказалось недостаточно.

По механизмам очагов землетрясений с магнитудой $M \leq 4,5$ также реконструировано поле тектонических напряжений для двух временных интервалов – 1950–1998 гг. и 1999–2006 гг. Сопоставление результатов реконструкций выявило несогласованность (как и при использовании данных полного каталога), в основном, направлений осей σ_2 и σ_3 . Полученный результат позволяет сделать следующий вывод: напряженно-деформированное состояние исследуемого региона характеризуется кратковременными (порядка нескольких лет) изменениями параметров поля напряжений на уровне относительно слабых сейсмических событий.

Как известно, вид напряженного состояния геологической среды (форму эллипсоида напряжений) характеризует коэффициент Лодэ-Надаи (μ_{σ}), значения которого лежат в пределах -1,0 $\leq \mu_{\sigma} \leq$ +1,0. Этот параметр был использован в работе для выявления более тонкой структуры временных вариаций поля тектонических напряжений в БРЗ, при этом сделано допущение о деформировании Байкальского региона как единого блока. Прежде чем перейти к обсуждению результатов расчета коэффициента Лодэ-Надаи, отметим еще раз региональные особенности положения всех главных осей напряжений: оси σ_1 повсеместно практически близгоризонтальны, а оси σ_2 и σ_3 имеют крутой угол наклона к горизонтальной плоскости. По данным полного каталога фокальных механизмов, с учетом подобия разрядки напряжений в очагах слабых и сильных сейсмических событий БРЗ, установлено, что направления главных напряжений сохраняют во времени свою ориентировку (с учетом их переиндексации). В то же время из рисунка, на котором представлен график изменения коэффициента μ_{σ} во времени, следует, что в регионе выделяется несколько этапов развития напряженного состояния земной коры. В 1965–1977 гг. оно характеризуется отрицательными значениями μ_{σ} (преобладают растягивающие усилия в горизонтальной плоскости с минимумом в 1970 г.). В 1977-1989 гг. увеличивается вклад сжимающих напряжений по вертикали (с максимумом в 1981 г.). В 1989 г. уменьшение сжимающих усилий сопровождается увеличением растягивающих с минимумом в середине 1992 г. С 1996 г. по настоящее время в регионе наблюдается кратковременное увеличение сжатия по вертикали. В работе [10] по временным рядам геофизического мониторинга выделены аналогичные интервалы сейсмотектонической активности в Байкальской рифтовой зоне. Таким образом, на данном этапе исследований в БРЗ установлены статистически значимые кратковременные вариации параметров поля напряжений в пространстве и во времени. Полученные результаты полезно учитывать при различных геодинамических построениях.

- Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baikal rift zones // Terra Nova. 1993. V. 5 P. 216.
- Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Парвеевец А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Девершер Ж., Кале Э., Пети-Мариани К., Амаржаргал С., Дельво Д. Современная геодинамика Монголо-Сибирского подвижного пояса по данным геолого-структурных и инструментальных исследований // Материалы совещания: Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 170–174.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. А.С. Григорьева и Д.Н. Осокиной. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- 4. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. А.С. Григорьева и Д.Н. Осокиной. М.: Наука, 1979. С. 26–51.

- Петров В.А., Мострюков А.О., Лыков В.И., Петрова Р.Н. Структура поля современных тектонических напряжений земной коры Китая и сопредельных сейсмоактивных регионов // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) / Под ред. В.Н. Страхова и Ю.Г. Леонова. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 272–281.
- 6. Петров В.А., Niu Anfu, Смирнов В.Б., Мострюков А.О., Li Zhixiong, Пономарев А.В., Jiang Zaisen, Shen Xuhui. Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая // Физика Земли. 2008. № 10. С. 101–112.
- 7. Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // Journal of earthquake prediction research. 1994. V. 3, № 4. P. 509–527.
- 8. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., 1993. Вып. 1. С. 113–122.
- 10. Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Механизмы очагов землетрясений Байкальской рифтовой зоны за 1981– 1990 гг. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 11. С. 99–107.
- 11. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 11. С. 1598–1607.
- 12. Bulletin of the International Seismological Centre for 1997–2006. Berkshire: ISC, 1999–2008.
- Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Сейсмотектоническая активизация Байкальского региона в 1989–1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 373–386.

А.Ю. Полец^{1,2}, Т.К. Злобин^{1,2}

¹Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия ²Сахалинский государственный университет (СахГУ), Южно-Сахалинск, Россия

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЕ

В Охотоморском регионе, находящемся в зоне перехода от Евроазиатского континента к Тихому океану, характеризующемся высоким уровнем сейсмичности и активным вулканизмом, большое значение для решения фундаментальных вопросов геодинамики основных тектонических элементов Земли имеет исследование землетрясений, сейсмотектоники и глубинного строения. Изучение закономерностей пространственного распределения и изменения во времени тектонических напряжений является важным направлением в сейсмологии. Задача исследования тектонических напряжений в реальных горных массивах отвечает мегаскопическому масштабу осреднения от десятков и сотен метров до десятков и сотен километров. Особый интерес представляет совместный анализ глубинных сейсмических разрезов земной коры и изучение тектонических напряжений, сейсмодислокаций в зоне перехода от Евроазиатского континента к Тихому океану, особенно по профилям, пересекающим эту зону. Одним из них является профиль Шантары – Матуа. По нему были построены глубинные разрезы земной коры, определены гипоцентры землетрясений и механизмы их очагов [4]. Это позволило установить структурные особенности земной коры и сейсмотектоники региона в субширотном направлении – от Евроазиатского материка до глубоководного желоба и Тихого океана.

При этом для изучения тектонических структур, сейсмотектоники и новейшей тектоники большой интерес представляет изучение напряженного состояния и сейсмодислокаций в очаговых зонах катастрофических землетрясений. Нами было рассмотрено упругое поле и его вариации в очаговой зоне одного из сильнейших в последние годы Шикотанского землетрясения 1994 г. с М=8,2, произошедшего восточнее Южных Курил [2]. В результате исследований была установлена цикличность в смене характера напряженного состояния литосферы. Были проведены исследования уникальных катастрофических землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г., произошедших в районе Средних Курил к востоку от острова Симушир с моментными магнитудами (M_w) для первого землетрясения M_w 8,3 и M_w 8,1 для второго соответственно [1, 3]. Выполнен анализ афтершоков Симуширских землетрясений, положения главных толчков и механизмов, а также глубинного строения и разрывной тектоники.

В результате установлено следующее. Активизация в центре Курильской гряды началась в конце сентября 2006 г. Гипоцентр главного толчка первого землетрясения 15.11.2006 г. расположен в области западной внешней стороны сейсмофокальной зоны на ее перегибе под приостровным склоном желоба в резко воздымающемся гранулито-базитовом («базальтовом») слое коры вместо грани-

то-базитового. Соответственно сейсмическая скорость здесь существенно увеличилась. Второй очаг, 13.01.2007 г., находится под осью глубоководного желоба. Установлено соответствие в целом зон концентрации эпицентров афтершоков региональным разломам восточнее Средних Курил. По результатам исследования механизмов главных толчков землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. установлено, что первое являлось пологим надвигом, второе – сбросом, что говорит соответственно об обстановке горизонтального сжатия в первом случае и горизонтального растяжения во втором. Сопоставление этих данных с вычислениями механизмов очагов других землетрясений в районе Средних Курил, анализ их положения представляют большой интерес для разработки модели образования сейсмофокальной зоны, в том числе механизма субдукции.

Для оценки в целом площади и структур региона нами был применен метод катакластического анализа разрывных нарушений, предложенный Ю.Л. Ребецким [5]. Данный метод является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений, включающей методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений.

Реконструкция поля современных напряжений зоны перехода от Евроазиатского континента к Тихому океану выполнялась за период с 01.01. 2000 г. по 31.12. 2005 г. Это осуществлено в пределах области $42^{\circ} - 53^{\circ}$ с.ш. и $140^{\circ} - 158^{\circ}$ в.д. на основе СМТ (тензоров моментов центроидов) – решений для землетрясений, взятых из каталога NEIC, насчитывающего 310 СМТ – решений с магнитудами $7,3 \ge M_w \ge 4,7$ в диапазоне глубин до 639 км. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0,5x0,5^{\circ}$ в латеральном направлении и на глубине 30 км (середина условной коры). Получены данные о параметрах напряжений для 54 квазиоднородных доменов.

Выполненная реконструкция параметров современного напряженного состояния земной коры Курило-Охотского региона позволила установить, что для него, с одной стороны, характерно на-



личие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров. Почти для 96 % квазиоднородных доменов выполнялось условие подобия тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций ($R_{ANZ} < 0,2$). По результатам реконструкции установлено, что проекции осей максимального девиаторного сжатия оз и растяжения о 1 ориентированы почти ортогонально простиранию Курильского желоба с погружением под океаническую плиту - оси сжатия и под субконтинентальную плиту – оси растяжения (рисунок, а, б). Такая ориентация осей главных напряжений свойственна субдукционным зонам и определяет в качестве активных усилий поддвиговые касательные напряжения, действующие на подошве литосферы. Тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие, поскольку оси максимального девиаторного растяжения имеют несколько более крутое погружение, чем оси девиаторного сжатия (рисунок, а). Основные типы тензора напряжений земной коры исследуемой области – чистый сдвиг (рисунок, б).

Ориентация проекции на горизонтальную плоскость оси погружения σ_{3.}

Тип напряженного состояния (*a*); σ_{1} , вид тензора напряжений – коэффициент Лодэ-Надаи (б) и ориентация осей поддвиговых касательных напряжений τ_z на горизонтальных площадках с нормалью в глубь Земли, вместе с их относительной величиной τ_z / τ , где τ – максимальные касательные напряжения (*в*). Наиболее устойчивым параметром тензора напряжений по его распределению в пространстве оказалась ориентация поддвиговых касательных напряжений. Возможно, именно поддвиговые касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках в земной коре в направлении от океанической плиты к континентальной, следует рассматривать в качестве активных сил, действующих на литосферную плиту со стороны мантии (рисунок).

Литература

- 1. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г.(М=8,3) и 13 января 2007 г. (М=8,1) и глубинного строения земной коры Средних Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.
- 2. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Левин Б.В., Сафонов Д.А., Полец А.Ю., Рудик М.И. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4(5) октября 1994 года // ДАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 820–823.
- Полец А.Ю., Злобин Т.К. Анализ разрезов гипоцентров афтершоков Симуширских землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 гг. // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: Третья Сахалинская молодежная научная школа. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН. 2008. С. 80–81.
- Полец А.Ю., Злобин Т.К. Глубинный разрез земной коры, гипоцентры землетрясений и их механизмы по профилю Шантары-Матуа // Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения: Доклады всероссийской конференции. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 268–271.
- 5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 406 с.

Л.А. Сим¹, О.А. Кучай², Е.А. Рогожин¹, Т.А. Смагличенко¹ ¹Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ВДОЛЬ СДВИГОВ (ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Физическое и математическое моделирование сдвигов показало особенности распределения тектонических напряжений вдоль них. Особого внимания заслуживают различия ориентировок осей локальных напряжений и вторичных нарушений на концах разломов [4, 5].

Полевыми исследованиями тектонических напряжений на Среднем Тимане впервые в 1979 г. было установлено, что оси локальных тектонических напряжений по-разному ориентированы в разных крыльях разлома, а более поздние работы на Приполярном Урале позволили установить, что в горных породах в разных крыльях разломов II, III рангов не только меняется ориентировка осей главных нормальных напряжений, но они стремятся к параллельному или перпендикулярному положению по отношению к разлому. Изменение ориентировок осей главных нормальных напряжений II, III рангов были зафиксированы в зоне Западно-Тиманского разлома как на Тимане, так и на п-ове Рыбачий [8].

В данной работе из-за достаточно хорошей изученности Чуйского землетрясения 2003 г. произведен анализ распределений современных тектонических напряжений вдоль правого сдвига, образованного вследствие этого сильного события. Региональное напряженное состояние установлено рядом авторов, в том числе по данным переопределения механизмов очагов сильных землетрясений, произведенным О.А. Кучай, и характеризуется сдвиговым типом с субмеридиональной ориентацией оси сжатия и субширотной – растяжения [2, 6]. Распределение напряжений на концах сейсмогенного разрыва по данным о механизмах афтершоков, опубликованным в работе [3], согласуется с данными моделирования сдвигов [4, 5], а именно: во фронтальных частях двигающегося крыла формируется взбросовое поле напряжений (на северо-западном окончании висячего и юго-восточном окончании лежачего крыла). В тыльных частях сместившихся крыльев - на юго-восточном окончании висячего и северо-западном окончании лежачего крыльев – концентрируются сбросовые механизмы очагов афтершоков. Как подчеркнуто Е.В. Лесковой и А.А. Емановым, сдвиговые механизмы афтершоков характерны для всего разрыва, при этом они отсутствуют на отрезке разрыва вблизи границы Курайской впадины и Чаган-Узунского блока. Но в этом месте сконцентрированы взбросовые механизмы. Такое распределение тектонических напряжений объясняется, на наш взгляд, тем, что разлом, являющийся границей между названными структурами, служит барьером для беспрепятственного перемещения по простиранию основного разрыва, из-за чего в этом углу Курайской впадины и произошли землетрясения со взбросовыми механизмами. Детальное строение сейсмогенного

разрыва зафиксировало именно в этом месте прерывание разрыва и усложнение его структуры (рисунок) [7]. Нами произведен расчет плотности очагов слабых землетрясений, приведенных в работе [1], – 279 событий и 1578 событий за период времени июнь–сентябрь 2004 г., приведенных в работе [10]. Плотность событий, рассчитанная с разным окном осреднения и при их разном количестве, однозначно дает максимум именно в южном окончании Курайской впадины (максимум I), где происходит разрядка тектонических напряжений вблизи блокировки разлома. Как следует из рисунка, максимум II приурочен к месту перерыва сейсмогенерирующего разлома на южном окончании Чаган-Узунского блока, а максимум III – к юго-восточному окончанию сейсмогенного разрыва. На этом участке при полевых исследованиях на правом берегу р. Кускуннур в секторе сжатия установлены древние и современные валы вспучивания [7], а в секторе растяжения на водоразделе рек Талтура и Кускуннур – структуры «pull-apart basin». По рельефу пограничный разлом между Курайской впадиной и Чаган-Узунским блоком, который должен быть в региональном поле напряжений левым сдвигом, можно продолжить на юго-запад в пределы Северо-Чуйского хребта. В таком случае меньший максимум IV плотности слабых событий расположен во фронтальной части северо-западного крыла этого сдвига (рисунок).



Карта плотности эпицентров слабых событий после Чуйского (Алтайского) землетрясения 2003 г.

1 – сейсмогенные разломы [7]. 2 – разломы [1]. 3 – предполагаемые разломы. 4 – изолинии плотности эпицентров слабой сейсмичности. Буквами обозначены: А – Курайская впадина, Б – Чаган-Узунский блок, В – Северо-Чуйский хребет.

Указанные выше особенности распределения тектонических напряжений отчетливо проявились в зоне разлома р-на Нагано (Центральная Япония), для которой были построены изображения на основе применения нового дифференцированного подхода в сейсмической томографии [9]. Используемые данные включали более 8000 событий 1995–1998 гг. (афтершоки, рои землетрясений малой магнитуды), которые явились следствием сильного землетрясения Наганокен-Сейбу с магнитудой 6,8, о чем метеорологическое агентство Японии доложило еще в 1986 г. С помощью нового метода была выявлена детальная скоростная структура, переопределены положения исходных гипоцентров и обнаружена крайне низкая скоростная зона (Vp = 4,6 км / сек), которая точно соответствует основной плоскости разлома шириной менее 300 м, образовавшейся сразу после землетрясения. Разлом круто погружается на север. Детальные скоростные снимки, "проявленные" с помощью дифференцированной томографии, показали, что основной разлом все еще не залечен. Отмечается четкая корреляция между переопределенными, благодаря новому томографическому подходу, событиями и скоростными аномалиями на восточном конце основной плоскости разлома. Так как по информации японского метеорологического агенства разлом является правым сдвигом, то на восточном конце разлома в северном крыле должен располагаться фронт сместившегося на восток блока, а в южном – тыл переместившегося, соответственно, на запад блока пород. Анализ скоростных аномалий и плотностей гипоцентров сейсмических событий позволил выделить в северном крыле две, а в южном – одну плоскость, простирание которых совпадает с простиранием разлома. При этом в северном крыле найденные плоскости перпендикулярны основному разлому и падают на юг, а плоскость в южном крыле параллельна главному сейсмогенному разлому. Положение найденных плоскостей определяется по различным глубинным срезам. На исследуемом восточном конце разлома распределение множества переопределенных гипоцентров в разных крыльях также различно. Так, большое количество событий формируют кластеры, которые по-разному вытянуты в северном и южном крыльях разлома: в северном крыле кластер вытягивается на восток, в южном – на запад. Заметим, кластер северного крыла продолжает расширение и в северном направлении от разлома. Такое распределение переопределенных гипоцентров согласуется с распределением напряжений на конце правого сдвига: локальное сжатие во фронтальной части северного крыла и локальное растяжение – в тылу южного крыла. В обоих случаях оси сжатия и растяжения должны быть (по данным моделирования сдвигов) параллельны плоскости основного разлома.

Анализ распределения слабых землетрясений (в том числе афтершоков) и современных напряжений в зонах сдвигов показал, что слабые сейсмические события после крупных землетрясений Чуйского (2003 г.) и Нагано (1986 г.) неравномерно распределяются в пространстве и концентрируются на концах главных сейсмогенных швов. При этом во фронтальных частях смещавшихся крыльев сдвигов восстанавливаются механизмы очагов землетрясений со взбросовым, а в тыльных частях – сбросовым типом тектонических напряжений. Концентрация слабых землетрясений фиксируется и в местах блокировки главного сместителя поперечными по отношению к нему разрывными нарушениями. Аномальная концентрация слабых событий на северо-восточном склоне Северо-Чуйского хребта после Чуйского землетрясения 2003 г. может свидетельствовать о продолжении пограничного между Курайской впадиной и Чаган-Узунским блоком разлома на юго-запад от основного сейсмогенного разрыва с разрядкой тектонических напряжений во фронтальной части северо-западного крыла предполагаемого левого сдвига. Распределение гипоцентров слабых землетрясений на восточном окончании сейсмогенного шва Нагано показывает различное распределение слабых событий в разных крыльях сейсмогенного разрыва. В обоих крыльях разрыва плотность гипоцентров событий формирует максимумы, сгруппированные в «плоскости» или линеаменты. Простирание этих «плоскостей» совпадает с простиранием основного сейсмогенерирующего разлома, а падение их в разных крыльях различное.

Литература

- 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: Мат-лы междунар. конф. 12–16 сентября 2005 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 300–312.
- Кучай О.А. Поля деформаций в окрестности сильнейших землетрясений Алтае-Саянской области // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тез. докладов 4-го Междунар. симп., 15–20 июня, 2008. Бишкек, НС РАН, 2008. С. 340–344.
- Лескова Е.В., Еманов А.А. Массовый анализ фокальных механизмов афтершоков Чуйского землетрясения // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Мат-лы междунар. конф. 12–16 сентября 2005 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 313–319.
- 4. Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений и деформаций в земной коре // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–151.
- 5. Осокина Д.Н. Парагенезы напряжений и вторичных структур в зонах активных разломов: Математическое моделирование // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 129–131.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением 2003 года // Проблемы тектонофизики. К 40летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд-во ИФЗ, 2008. С. 245–299.
- 7. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
- 8. Сим Л.А. Некоторые особенности полей напряжений в зонах разломов (по геологическим и сейсмологическим индикаторам) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 151–158.
- Смагличенко Т.А., Николаев А.В. Новая схема для решения обратных задач сейсмической томографии // ДАН РАН. 2007. Т. 415. С. 1–5.
- Dorbath C., J. van der Woerd, Arefiev S.S., Rogozhin E.A., Aptekman J.V. Geological and seismological field observations in the epicentral region of the 27 September 2003 Mw 7,2 Gorny Altai Earthquake (Russia) // Bull. of the Seismological Society of America, December 2008. Vol. 98, No. 6, doi: 10.1785/120080166. P. 2849–2865.

Л.А. Сим¹, В.А. Петров², С.И. Щукин³, Р.М. Насимов¹

¹Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

³ОАО «ППГХО», Забайкальский край, Краснокаменск, Россия

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАЗЛОМОВ В РАЙОНЕ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В настоящее время в районе Стрельцовской кальдеры, являющейся сырьевой базой уранодобывающего комплекса России, реализуются мероприятия по поискам новых урановорудных скопле-

ний. Изучение геодинамической эволюции района [1] показало, что с позднепротерозойскораннепалеозойского и до раннемелового времени включительно каркас основных трансблоковых разломов неоднократно активизировался. В послераннемеловое время территория развивалась в платформенном режиме. Наряду с этим анализ тектонического строения и регионального гравитационного поля района показывает, что к северо-западу от основной кальдеры расположен геологический блок, отраженный в замкнутых отрицательных изоаномалах [2]. Его формирование могло происходить в режиме пулл-апарт в позднетриасовое – среднеюрское время с образованием депрессии, погруженной под нижнемеловыми – четвертичными осадками впадины Сухой Урулюнгуй и расположенной эшелонированно по отношению к основной кальдере. Депрессия оконтурена зонами долгоживущих северо-восточных, юго-западных и субширотных трансблоковых разломов, в узлах пересечения которых могли формироваться области долговременной циркуляции гидротермальных растворов, телескопированного проявления разновозрастных гидротермально-метасоматических преобразований пород и структурно-литологические «ловушки» для осаждения рудного вещества. Сохранность оруденения от разрушения могла здесь обеспечиваться за счет отрицательных вертикальных движений участка коры и размещения рудной минерализации в восстановительных гидрогеохимических условиях.

Поэтому геологическое обоснование поисково-оценочных работ в районе потребовало реконструкции напряженного состояния массивов пород и кинематики перемещений в зонах основных разломов в новейший этап тектогенеза. Реконструкция проведена с помощью структурногеоморфологического (СГ) метода [3, 4]. Технология метода заключается в дешифрировании линеаментов (предположительно разломов) с последующим выделением вблизи них мелких прямолинейных элементов рельефа, названных мегатрещинами, которые могут соответствовать оперяющим разрывам в зоне разлома. Среди последних в случае сдвиговой подвижки выделяются разрывные нарушения двух генетических типов: отрывы и сколы. Отрывы (одна система) параллельны оси сжатия и часто выражены в виде минерализованных кулис, известных как эшелонированные трещины. Сколы (две системы) расположены симметрично к отрывам под углом (45°- α), где α – угол скола. Эти три системы разрывов оперения образуют характерную «триаду», распознавание которой является основой СГ метода.

Исходным материалом для выделения новейших разломов и реконструкции напряженного состояния массивов пород в районе кальдеры служили фрагменты топографических карт М 1:100 000 и составленная из них карта М 1:500 000. В первую очередь выносились те линеаменты, вблизи которых ориентировка мегатрещин относительно линеамента позволила определить ориентировку параметров напряженного состояния: положение оси сжатия в горизонтальной плоскости и геодинамическую обстановку активизации (или формирования) разлома в новейший этап. Это являлось основанием для того, чтобы перевести линеамент в разряд разломов разных рангов (рисунок), а природу мегатрещин считать тектонической. Реконструированные оси сжатия выносились на те участки разломов, вдоль которых развиты мегатрещины, соответствующие по своим ориентировкам триаде оперяющих разрывов в зоне сдвига. Ранги разломов и восстановленных тектонических напряжений соответствовали друг другу. Ранжирование проводилось по двум критериям: 1) по устойчивости направления сдвиговой подвижки вдоль отдельных отрезков разлома и 2) по выраженности разлома в рельефе и его протяженности (т.е. с учетом данных предварительного ранжирования линеаментов).

В результате проведенной работы составлена схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений района Стрельцовской кальдеры (рисунок). Ее анализ показывает, что массивы пород деформируются в неотектонический этап в сдвиговом поле напряжений с осями сжатия, ориентировка которых изменяется от субмеридиональной до северо-восточной-юго-западной. Разломы северо-восточного, юго-западного и широтного простираний в восстановленном поле напряжений являются левосторонними, а меридионального и северо-западного, юго-восточного направлений – правосторонними сдвигами. Протяженные отрезки разломов северо-восточного, югозападного простирания в подавляющем большинстве имеют вертикальную составляющую перемещений с опущенными юго-восточными крыльями. Исключение – разлом северо-восточного, югозападного простирания, проходящий между г. Краснокаменск и пос. Октябрьский в сторону пос. Юбилейный, у которого опущено северо-западное крыло.

Главную структуроформирующую роль на новейшем этапе играют разломы I ранга северовосточного, юго-западного простираний, ограничивающие отчетливо выраженную впадину Сухой Урулюнгуй (погруженный северо-западный блок кальдеры) от расположенного на юго-восток от нее горстообразного поднятия (собственно Стрельцовская кальдера).

По сравнению с разломами северо-восточного, юго-западного простирания ортогональные разломы І ранга существенно более «разбиты», а по выраженности разломов в рельефе можно ска-

зать, что меридиональные и широтные разломы древнее разломов северо-восточного, юго-западного простирания. Наиболее молодыми активизированными и, возможно, сформированными в неотектонический этап являются разломы северо-западного, юго-восточного простирания, в целом секущие и смещающие прочие разломы.



Схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений района Стрельцовской кальдеры.

Составили: Сим Л.А., Насимов Р.М. (ИФЗ РАН), Петров В.А. (ИГЕМ РАН). 1-2 - неотектонические разломы I ранга (1), II и более мелких рангов (2); 3-4 кинематические типы разломов: сдвиги (3), сбросы или взбросы (зубцы направлены в сторону опущенного крыла) (4); 5-6 ориентация осей сжатия в горизонтальной плоскости: І ранга (5), ІІ и более мелких рангов (6); 7-9 - геодинамическая обстановка формирования разломов: трехосного напряженного состояния (7), сжатия (8), растяжения (9); 10 – контур Стрельцовской кальдеры (заштрихована часть, скрытая под осадками впадины Сухой Урулюнгуй); 11 – населенные пункты.

Общая характеристика неотектонических напряжений района исследований – преобладающая геодинамическая обстановка сжатия. Она восстановлена в юго-восточной и центральной частях района, например в пределах горстообразного поднятия Стрельцовской кальдеры и во впадине Сухой Урулюнгуй. Стабильное трехосное напряженное состояние характерно для запада района на участке между пос. Соктуй-Милонзан, г. Краснокаменском и пос. Целинный. На северо-востоке района в окрестностях пос. Досатуй восстановлена геодинамическая обстановка растяжения, что должно сопровождаться формированием структур со специфическими гидрогеологическими характеристиками.

Результаты реконструкции напряженного состояния массивов пород и кинематики перемещений в зонах разломов в новейший этап тектогенеза в районе Стрельцовской кальдеры, полученные с помощью СГ метода, имеют следующие практические приложения:

1. Определены геодинамические условия формирования депрессии, расположенной эшелонированно по отношению к основной кальдере и погруженной под нижнемеловыми–четвертичными осадками впадины Сухой Урулюнгуй. Наличие такой структуры существенно расширяет перспективы обнаружения «скрытого» уранового оруденения.

2. Схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений района является основой для постановки режимных геодинамических наблюдений (например, с помощью GPS технологий), для решения вопросов безопасности горнопроходческих работ и реализации мероприятий по рациональному природопользованию.

- 1. Петров В.А. Тектонофизические условия формирования ВТС Восточно-Забайкальской урановорудной провинции // Сб. научн. конф. М.: ИГЕМ РАН-ВИМС, 2007. С. 140–144.
- 2. Шумилин М.В. О возможности новых крупных открытий в Стрельцовском рудном поле // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 49, № 5. С. 471–473.

- 3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.
- 4. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

А.В. Черемных

Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)

Приольхонье расположено в центральной части Байкальского рифта и является блоком, сброшенным относительно северо-западного плеча рифта, но оставшимся не затопленным водами озера Байкал. Его уникальное положение и хорошая обнаженность горных пород, особенно в прибрежной части, позволили детально изучить внутреннее строение некоторых разломных зон и восстановить напряженное состояние, в котором были сформированы последние.

Работы проведены по профилю, пересекающему Приольхонье поперек, от Приморского хребта в районе р. Сарма до Тутайского залива пролива Ольхонские ворота. Это позволило построить детальные схемы и разрезы, характеризующие внутреннюю структуру разломных зон в местах наиболее хорошей обнаженности – на побережье заливов Мухор, Куркут и пролива Ольхонские ворота.

Геолого-структурные исследования проводились параллельно с геоморфологическими и геофизическими работами и являются частью большого комплекса наблюдений [1]. В пределах выявленных ранее разломных зон [2] проведено детальное картирование, которое сопровождалось измерением элементов залегания разрывов, их мощности, установлением направления подвижки по смещению маркеров и штрихам скольжения на поверхностях трещин, характеристикой типа тектонитов, а также сбором количественной информации по трещиноватости горных пород и фоторегистрацией наиболее интересных структурных форм. Кроме того, на различных интервалах, расположенных вкрест зоны разлома, производились массовые замеры ориентировки разрывов и трещин. Замеры обрабатывались на компьютере в программе «Структура» с применением известных стереометрических проекций и методов восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений [3, 4].

Внутренняя структура большинства разломных зон имеет сложное строение (рисунок): магистральный сместитель разлома часто представлен чередующимися областями развития различных тектонитов (милонитизация, дробление или рассланцевание горных пород); в пределах наиболее крупных разломных зон, кроме основного сместителя, выделяются подзоны разрывов второго порядка и повышенной трещиноватости. При таком тектонофизическом понимании зоны разлома ее



Внутренняя структура и поля напряжений в разломных зонах юго-восточного побережья залива Куркут.

I – геолого-структурный разрез; *II* – график изменения по разрезу плотности трещин (D, тр/м²); *III* – струк-

турные диаграммы, построенные в проекции верхней полусферы. 1-4 – тектонические изменения горных пород: 1 – катаклаз, 2 – рассланцевание, 3 – милонитизация, 4 – повышенная трещиноватость; 5-9 – горные породы: 5 – биотитовые гнейсы, 6 – амфиболовые гнейсы, 7 – мраморы, 8 – кварциты, 9 – пегматиты; 10 – элементы залегания разломных зон (аз. падения и угол); 11-12 – плоскости разломной (темная заливка) и сопряженной (светлая заливка) с ней систем; 13 – оси главных нормальных напряжений сжатия (1), промежуточной (2) и растяжения (3); 14 – направление скольжения по плоскости разлома (а – субвертикальное, б – субгоризонтальное); 15 – на графике плотности трещин затемнены участки с повышенной трещиноватостью. границы выделялись с применением количественных показателей широко распространенной в горных породах тектонической трещиноватости. Плотность трещиноватости, связанной с формированием зоны конкретного разлома, как правило, имеет значение выше 20 тр/м². Эта величина не всегда постоянна и зависит от состава пород, их структуры, стадии развития разлома и т.п. Отнести конкретные трещины к формированию именно этой разломной зоны весьма трудно и возможно только с помощью парагенетического анализа разрывов второго порядка и трещиноватости вблизи разломных сместителей [5]. Применение этого метода требует практических навыков и не всегда позволяет получить однозначное заключение о кинематическом типе разлома, особенно для Приольхонья, в связи с высокой тектонической переработкой горных пород региона в различные периоды геологической истории. Однако метод помогает выделить различные этапы формирования разломных сместителей и более достоверно выявить сопряженные системы трещин скола, необходимые для восстановления ориентировки осей напряжений на момент формирования или активизации разлома.

Большинство разломов региона образовались задолго до кайнозоя и неоднократно активизировались на различных этапах тектонического развития Приольхонья [6, 7]. Наиболее значимые этапы различаются по напряженно-деформированному состоянию.Это палеозойское сжатие, ориентированное в северо-западном направлении [8, 9], сдвиги раннеорогенной стадии развития территории и растяжение, ориентированное с северо-запада на юго-восток, характерное для позднеорогенной стадии и продолжающееся на современном этапе развития Байкальского рифта [10].

Наши детальные исследования показали, что эти поля напряжений могут быть установлены в пределах района работ. Наиболее характерными, как и следовало ожидать, являются напряженные состояния сдвига и растяжения (рисунок), так как большинство изученных разломов – сбросы, несколько реже наблюдаются сдвиги. Надвиги и взбросы в пределах изученного профиля имеют весьма незначительное распространение, потому что переработаны сдвиговыми и сбросовыми смещениями на неотектоническом этапе развития региона. При активизации по ослабленным зонам разрывных нарушений наиболее интенсивно проявились сбросовые смещения из-за совпадения ориентировки (СЗ-ЮВ) кайнозойского растяжения и более раннего сжатия. При этом существовавшие разрывы поменяли знак смещения на обратный и частично изменили свое внутреннее строение [7]. Исследования показали, что чем крупнее активизированные разломы, тем менее проявлены в структуре элементы более раннего сжатия. Напряженное состояние сжатия с ориентировкой оси северозапад-юго-восток как самостоятельный тип фиксируется, как правило, в горных породах за пределами изученных разломных зон.

Проведенные исследования подтвердили выявленные ранее закономерности тектонического строения Приольхонья и детализировали внутреннюю структуру разноранговых разломных зон, а также позволили восстановить напряженное состояние, в котором они образовались или активизировались. Намечены особенности напряженно-деформированного состояния в разломных зонах и за их пределами, которые в дальнейшем позволят уточнить относительный возраст формирования внутренней структуры дизъюнктивных нарушений.

Автор выражает глубокую признательность заведующему лабораторией тектонофизики Института земной коры д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому за руководство работами, а также сотрудникам лаборатории А.А. Боброву, Е.И. Когуту, Ю.П. Бурзуновой за совместное проведение комплексных работ по изучению внутренней структуры разломных зон геофизическими, геоморфологическими и геолого-структурными методами и предоставленные материалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00061), программы фундаментальных исследований ОНЗ-7 (проект № 6) и Фонда содействия отечественной науке.

- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Авгулевич Д.Л. Структура разломных зон Приольхонья (Байкальский рифт) по данным полевой тектоно- и геофизики // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. Вып. 7 (33). С. 111–124.
- 2. 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.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III-IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- 4. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
- 5. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330–343.

- Плешанов С.П., Чернов Ю.А. О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений Западного Прибайкалья с разломами докембрийского заложения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1971. С. 51–54.
- 7. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.
- 8. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
- 9. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С.56–71.
- 10. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G. at al. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. 21, 2. P. 435–455.

Jacques Angelier¹, Saurabh Baruah²

¹ Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur and Observatoire Océanologique de Villefranche (UPMC), B.P. 48, 06235 Villefranche-sur-Mer, France; Institut Universitaire de France

² Geoscience Division, North-East Institute of Science and Technology, formerly Regional Research Laboratory (Council of Scientific and Industrial Research), Jorhat-785006, Assam, India

HOW DO STATES OF STRESS OF THE LITHOSPHERE REFLECT CONVERGENCE BETWEEN MAJOR BLOCKS?

In Northeast India, three major plates interact along the convergent boundaries of the Himalayas and the Indo-Burma Ranges, which meet at the Assam Syntaxis. To clarify this tectonic interaction and the underlying dynamics, the regional seismotectonic stress was determined based on stress inversion of 285 double couple focal mechanism solutions of earthquakes from mid-1950 to mid-2007 with an average magnitude of 5, shown in Figure 1.



The results of this stress analysis are summarised in Figure 2.

Fig. 1. Map distribution of epicentres of the 285 earthquakes considered in this study.

All earthquakes shown with the conventional illustration as 'beachball' (Schmidt's, equal-area stereoplot, lower hemisphere, with extensional quadrants black and compressive quadrants left white). Sub-zones analysed numbered 1 to 9.



Fig. 2. Main stress regimes at the boundaries between India, Eurasia and Burma-Sunda plates in Northeast India.

Stress regimes shown in subzones 1-9 (same as in Fig. 1). Pairs of convergent arrows indicate compression, pairs of divergent arrows indicate extension. Small open arrows refer to the average stress regime in each sub-zone. Large arrows (black for compression, grey for extension) refer to stress determinations following separation of stress regimes. Major structures activated by the main compressive stress regimes are shown in the corresponding maps: Main Thrusts of Eastern Himalaya and reverse faults bounding the Shillong Plateau in (a), front fault of Tripura Belt (*b*) and other thrust faults of outer Burmese arc and Indo-Burma Ranges in (c), major strike-slip faults of central Myanmar and main thrust faults of the Assam Syntaxis in (d).

Four types of seismotectonic stress regimes account for 85 % of the data set, as follows. (1) As Figure 2a shows, a major N-S compression related to India-Eurasia convergence prevails in the northern regions inside, and close to, the Himalayas. This N-S compression also invades the northeastern corner of the Indian plate including the substratum of the Bengal basin and the Assam Valley area. This compression is clearly expressed in major thrust structures along the Himalayan Front or large reverse faults in the Indian craton like the Dauki Fault that bounds the giant pop-up structure of the Shillong Massif.

(2) Some extensional regimes shown in Figure 2b are also related to India-Eurasia convergence, with E-W trends of extension as in the Tibet Plateau or N-S extension as in the easternmost Himalayas. In this case, the E-W extension results from a permutation between maximum compressive stress and intermediate principal stress. The N-S extension results from plate flexing near the megathrust zones. However, the N-S compression indicated by the deepest earthquakes beneath the Indo-Burma Ranges (also in Fig. 2b) is not a direct consequence of India-Eurasia convergence, but more likely reflects at depth the bending of the Indian slab beneath the Burmese Arc that trends N-S near the sea and ENE-WSW near the Assam syntaxis.

(3) Figure 2c shows the E-W compression related to the convergence between the Indo-Burma Ranges and the Indian plate. The structural expression of this compression is found in the large fold-and-thrusts that trend N-S to NE-SW along the Burmese Arc. Arc-perpendicular extension also exists in the Burmese arc (grey arrows in Fig. 2c), as a classical consequence of plate bending and front arc dilation in subduction zones.

(4) The NE-SW compression illustrated in Figure 2d results from the convergence between the Sunda plate and the inner Indo-Burma Ranges, expressed in major right-lateral strike-slip zones. Locally, it is also probably induced by convergence interaction between the three plates near the Assam Syntaxis, at the northeastern tip of the Burmese Arc.

We then compare the reconstructed stress regimes with the available kinematic information issued from geodetically determined relative displacements. In a reference frame attached to Lhasa, Tibet (velocities as large open arrows in Fig. 3), Northeast India undergoes northward displacement of 14-15 mm/yr (arrow 3 in Fig. 3). The motion of the Sunda Plate with respect to India is about 35 mm/yr in the SSW direction near latitude 22°N in Myanmar. One thus determines an average velocity of about 22-23 mm/yr towards the southwest for the western edge of the Sunda plate near 22°N (arrow 1 in Fig. 3), also with respect to Lhasa.



Fig. 3. Major kinematic features of Northeast India.

(a) present-day average velocities relative to Lhasa, Tibet: 1 western edge of Sunda plate, 2 Central Myanmar basins, 3 Bengal Basin, 4 Shillong-Mikir Massif. (b) to the east, velocity of 1 with respect to 2, mainly accommodated along Sagaing Fault, to the west, velocity of 2 with respect to 3 accommodated across various faults of the Burmese Arc and Tripura Belt. (c) right-lateral strike-slip, belt-parallel component of (b). (d) shortening, belt-perpendicular component of (b). Symbols (a), (b), (c), (d) at the same scale (10)mm/yr). (e) inferred recent average velocity of the Shillong-Mikir Massif with respect to Lhasa, smaller than 4 and deviated clockwise.

In the same kinematic frame, the average velocity at the same latitude in the western Myanmar Central Basins of the Burma Plate is about 12 mm/yr towards the NW (arrow 2 in Fig. 3). The difference between these two velocity vectors, 1 and 2, is about 24 mm/yr towards the SSW, revealing a large N-S component of belt-parallel slip, nearly 24 mm/yr in dextral sense and a smaller E-W component of belt-perpendicular shortening, about 6 mm/yr (arrows b, c and d in Central Myanmar, Fig. 3).

The comparison between the displacement of the Myanmar Central Basins and that of the Bengal Basin in eastern India (arrows 2 and 3 respectively in Fig. 3) shows a relative difference vector of about 11 mm/yr towards the SW, revealing a N-S component of belt-parallel right-lateral slip of about 6 mm/yr, smaller than the E-W component of belt-perpendicular shortening, about 9 mm/yr (arrows b, c and d in western Indo-Burma Ranges and Tripura Belt, Fig. 3). This comparison reveals major partitioning across the Indo-Burma Ranges. In the inner belt, dextral strike-slip in the N-S direction prevails, mainly accommodated along the Sagaing Fault. In the outer belt, dextral strike-slip is less and across-belt shortening dominates.

Despite complexity, the stress reconstruction reveals high levels of internal consistency between focal mechanism solutions of earthquakes in major seismogenic units and good agreement with independent kinematic information.

References

- Angelier J., Baruah S. Seismotectonics in Northeast India: a stress analysis of focal mechanism solutions of earthquakes and its kinematic implications // Geophys. J. Intern. 2009. (in press) [doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04107.x].
- Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress-IV. A new method free of choice among nodal planes // Geophysical J. Intern. 2002. 150. 588–609.
- Annual Seismological Bulletin, 1982–2006. Geoscience Division, published jointly by Regional Research Laboratory-Jorhat and National Geophysical Research Institute-Hyderabad. Res. Lab. Jorhat (CSIR) Ed., 1-15, 1-1386.
- Baruah S., Duarah R., Yadav D.K. Pattern of seismicity in Shillong Mikir plateau and the orientation of compressional axis // Jour. Geol. Soc. India. 1997. 49. 533–538.

ФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ

А.В. Бабичев¹, О.П. Полянский¹, С.Н. Коробейников^{2, 3}, И.С. Новиков¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск, Россия

³Государственный технический университет, Комсомольск-на-Амуре, Россия

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай характеризуется сложной историей геологического развития, однако возникновение его современного рельефа произошло сравнительно недавно. Основные структуры новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая представлены разрывными нарушениями и расположенными между ними крупными блоками, целостность которых обычно также нарушена разломами, но с гораздо меньшими амплитудами. В рельефе земной поверхности блоки в основном выражены возвышенностями, нарушающие разрывы представлены уступами на их склонах. Разделяющие блоки разрывные нарушения высоких порядков представлены долинными понижениями. В новейшем структурном плане также присутствуют и относительно немногочисленные опущенные блоки, которые выражены в рельефе в виде крупных впадин, разделяющих хребты наряду с тектоногенными долинами.

Для изучения выраженной в макрорельефе Юго-Восточного Алтая блоковой делимости литосферы данного региона мы применили все основные из доступных на сегодня инструментов цифрового моделирования и дистанционного зондирования [1]. В последние годы морфотектоническая модель Алтая была существенно уточнена с применением ГИС на базе цифровых моделей рельефа и цифровых космических снимков [2]. В настоящее время имеются достаточно подробные модели блоковой делимости Алтая и в целом понятны механизмы дробления литосферы в его пределах. Поскольку плановая конфигурация блоков и фокальные механизмы землетрясений определены, имеется возможность численного моделирования взаимодействия блоков.

С целью определения тектонического режима Алтая в районе Чуйского землетрясения (27.09.2003 г., M=7,3-7,5) было проведено математическое моделирование движения и контактного взаимодействия литосферных блоков. На выбор места повлияло наличие большого объема геоморфологической, геологической и геофизической информации, полученной в ходе работ по изучению сейсмической активизации и ее геологических эффектов для данного района [1, 2]. Поставленная задача решалась в [3] с учетом физической нелинейности вследствие необратимых деформаций при контактном взаимодействии плит. Для дискретизации уравнений механики деформируемого твердого тела (МДТТ) использовался метод конечных элементов [4]. Задача деформирования блоков решается в текущей лагранжевой формулировке уравнений МДТТ, при этом деформации и повороты блоков могут принимать произвольные значения (т. е. учитывается геометрическая нелинейность деформирования). Кроме того, учитываются физическая нелинейность в определяющих соотношениях упругопластического деформирования и нелинейность, обусловленная необходимостью определяния и неизвестных заранее границ контакта деформируемых тел.

На рисунке, *a*, приведена расчетная область, граничные условия и конечно-элементная сеть. Цифрами обозначены блоки: Чуйская впадина (b15), Чаган-Узунский (b16), Шавлинский (b33), Чуйский (b39), Курайская впадина (b40), Курайский (b41), Иолго-Айгулакский (b44), Сумультинский (b45). Результаты численного моделирования деформирования земной коры Горного Алтая сравнивались с наблюдаемыми косейсмическими смещениями блоков и представлены на рисунке, *б*. На рисунке, *в*, тоном изображено утолщение/утонение коры, а на рисунке, *г*, представлено распределение максимальной интенсивности напряжений.

Как показывает моделирование в пределах рассматриваемой системы блоков юга Горного Алтая, современные напряжения концентрируются на южном продолжении Сумультинского разлома вдоль узкой полосы, пересекающей западную часть Курайской впадины и совпадающей с югозападной границей Чаган-Узунского блока. Результаты моделирования поля напряжений позволяют рассматривать Чуйское землетрясение как один из многочисленных эпизодов сейсмических проявлений в условиях правостороннего сдвига и коллизии Джунгарского и Западно-Саянского блоков, обрамляющих мобильный пояс Алтая.



Результаты математического моделирования деформирования земной коры Горного Алтая:

а – конечно-элементная модель расчетной области; *б* – моделируемые смещения; *в* – толщина элементов расчетной области; *г* – распределение максимальной интенсивности напряжений расчетной области.

Литература

- 1. Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82-91.
- 2. Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Горного Алтая и новые данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008, Т. 49, № 11. С. 1139–1149.
- 3. Бабичев А.В., Новиков И.С., Полянский О.П., Коробейников С.Н. Компьютерное моделирование деформирования земной коры Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 2. С. 137–151.
- 4. Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.

М.А. Гончаров Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

ОТ ВЫСОКОЙ ТЕОРИИ ПОДОБИЯ К БУДНИЧНОЙ ПРАКТИКЕ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Цели доклада – 1) подчеркнуть <u>необходимость</u> соблюдения условий подобия при физическом моделировании процесса формирования тектонических структур; 2) указать на <u>трудность</u> соблюдения этих условий; 3) показать, что часто они соблюдаются сами собой, т. е. <u>автоматически</u>.

Ограничение. Речь пойдет о моделировании *геологически длительных* процессов тектонических деформаций, как пластических (создающих складчатость и другие структурные формы), так и разрывных (формирующих трещиноватость и разрывные нарушения).

Необходимость соблюдения условий подобия. При моделировании <u>медленных пластических</u> <u>деформаций</u>, создающих тектонические структуры, используются условия подобия, вытекающие из двух основных законов физики, сформулированных еще И. Ньютоном [2, 5, 8–10 и др.]:

1. Без учета силы тяжести (малость моделируемого участка земной коры, отсутствие рельефа на поверхности и инверсии плотности толщ на глубине) используется следующее условие подобия:

$$C_{\eta} = C_{\sigma} \cdot C_{\tau} \tag{1}$$

где C – множитель подобия, или отношение значений соответствующего параметра (η – вязкости, σ – напряжения, t – времени) в модели и в природе. Это условие является следствием закона вязкого *течения Ньютона*, выраженного в интегральной форме:

$$\eta = \frac{\sigma t}{2\ln k}, \qquad (2)$$

где k – величина деформации, выраженная в «кратной» форме, т. е. показывающая, во сколько раз увеличился (или уменьшился) размер деформированного объекта. Предполагается, что для соблюдения *геометрического* подобия эта величина в модели и природном объекте имеет одно и то же значение (например, одинаковая степень сжатости складок).

2. С учетом силы тяжести используется следующее условие подобия:

$$C_{\sigma} = C_l \cdot C_{\rho} \cdot C_{\rho'} \tag{3}$$

где *l* – *линейный* размер объекта, *р* – его плотность, а *g* – ускорение силы тяжести.

Это условие является следствием 2-го закона Ньютона:

$$= ma_1$$
 (4)

где F – сила, действующая на тело, m – его масса, a – приобретаемое телом ускорение. Формула (3) выводится из (4) с учетом того, что в качестве массы m принимается масса вертикальной призмы, площадь основания которой равна единице. В этом случае сила F численно равна напряжению σ , сама масса m оказывается равной произведению ρl , а роль ускорения a играет ускорение силы тяжести g:

F

$$\sigma = (\rho l)g. \tag{5}$$

Сочетание условий подобия (1) и (3) дает комбинированное условие подобия, которое наиболее часто используется при физическом моделировании:

$$C_{\eta} = C_l \cdot C_c \cdot C_{\rho} \cdot C_{g} . \tag{6}$$

При моделировании процесса <u>разрушения</u>, т. е. возникновения трещины или разрыва, подобие осуществляется автоматически, поскольку как для природного объекта, так и для модели должно быть выполнено тривиальное условие:

$$\sigma_1 ($$
или $\tau_{max}) = \sigma_s ($ или $\tau_s). (7)$

где σ_1 – максимальное растягивающее напряжение, τ_{max} – максимальное касательное напряжение, а σ_s и τ_s , соответственно, – прочность на отрыв или на скалывание (индекс «s», в соответствии с правилами, принятыми в физике, – начальная буква английского слова «strength» – прочность).

Заметим попутно, что этому же правилу подчиняются латинские обозначения всех вышеназванных физических величин: t – «time», l – «length», g – «gravity», F – «force», m – «mass», a – «acceleration», а также математических символов: ln – «logarithm natural, or logarithm of Napier». Исключение составляет «кратная» мера деформации k, представляющая собой отношение («ratio»), ибо буквой r обычно обозначают радиус («radius») круга. Поскольку мы занимаемся *тектонофизикой*, то следует соблюдать правила *физики*.

Трудность соблюдения условий подобия. Существует большая разница между высокой теорией подобия и будничной практикой физического моделирования.

Во-первых, весьма сложно сконструировать прибор, который воссоздал бы *реальные* условия тектонических деформаций. Природные объемы земной коры участвуют в процессе тектонического течения, которое включает три компонента – поступательное (вертикальное, горизонтальное или наклонное) перемещение, вращение и собственно деформацию [7]. Например, складчатость в некотором объеме слоистой толщи возникает в процессе *деформации*; однако одновременно этот объем *перемещается*, в частности, выходит на поверхность и становится доступен для наблюдения, а также *вращается*, что создает вергентность складчатости. Кроме того, при своем перемещении в практически всегда неоднородном поле напряжений названный объем попадает в иные условия деформирования, что усугубляется его вращением [5], в то время как любой прибор осуществляет только деформацию модельного объема в постоянном поле напряжений, не перемещается и не вращается.

<u>Во-вторых</u>, мы весьма приблизительно можем оценить значения главных параметров процесса, которые входят в условия подобия.

Точнее всего можно оценить *размер* (*l*) структур и вмещающих их геологических тел. Даже если в процессе деформации их размер существенно изменился, то разработан комплекс методов реконструкции первоначальных размеров. Одной из последних наиболее совершенных разработок такого рода является методика, предложенная Ф.Л. Яковлевым [11, 12].

Менее определенна оценка *длительности* (*t*) формирования структур. Так, для складчатости общего смятия обычно принимается оценка в *сотни тысяч и миллионы лет*, основанная на разнице в абсолютном возрасте осадочных толщ, разделенных угловым несогласием. Однако нет уверенности в том, что данный процесс не является значительно более, на один-два порядка, кратковременным.

Хуже всего обстоит дело с вязкостью (η) и пределом прочности (σ_s или τ_s) среды. Например, глинисто-песчаная осадочная толща состоит преимущественно из зерен кварца - главного породообразующего минерала песчаников. Вязкость и прочность кварца можно определить в лаборатории, используя кристаллы горного хрусталя, хотя и в данном случае это будет оценка всего лишь «мгновенной» (в масштабе геологического времени) вязкости и прочности. «Длительную» же вязкость и прочность мы оценить не в состоянии. Более того, главный механизм деформации породы состоит не в деформации кварцевых зерен, а в их взаимном перемещении и сопутствующем вращении. Вязкость и прочность песчаника также можно оценить в лаборатории. Однако это будет «сухая» порода, в то время как в природе она насыщена флюидами, ее зерна подвергаются растворению под давлением с образованием кливажа, вдоль поверхностей которого осуществляется взаимное проскальзывание микролитонов – основной механизм деформации. Поэтому вязкость и прочность породы (песчаника) заведомо значительно ниже, чем таковые у зерна минерала (кварца). Еще ниже значения вязкости и прочности у пачки слоев, поскольку главным механизмом ее складчатой деформации является взаимное проскальзывание слоев. (Заметим, что по всем вышеназванным основаниям оценка вязкости и прочности верхней мантии, основанная на оценке этих параметров у главного породообразующего минерала – оливина, является заведомо завышенной.)

Неопределенность оценки вязкости усугубляется эволюцией механизма складкообразования. На 1-м этапе происходит небольшое горизонтальное укорочение слоистой толщи с формированием кливажа посредством механизма «растворения под давлением». На 2-м этапе возникает собственно складчатость в результате комбинации двух механизмов – относительного проскальзывания смежных слоев и относительного проскальзывания смежных микролитонов кливажа. Каждый из этих механизмов определяет «свою» эффективную вязкость деформируемой толщи.

Все сказанное выше настраивает на весьма скептическую оценку возможности точного соблюдения условий подобия.

Автоматическое выполнение условий подобия во многих случаях физического моделирования. В этой непростой ситуации остаются две возможности. Во-первых, принятие, в первом приближении, постулата о том, что упомянутые выше основные условия подобия (1) и (3) выполняются автоматически, независимо от выбора эквивалентного материала [1]. Во-вторых, стремление к получению чисто *качественного* результата моделирования, без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования.

Если влияние силы тяжести можно не учитывать, то, подобрав в соответствии с условием подобия (1) эквивалентный материал с вязкостью η_m , мы посредством напряжения σ_m за время t_m получили требуемую величину деформации k. Если же использовать другой материал с вязкостью, скажем, на порядок (в 10 раз) ниже, то для получения той же величины деформации k потребуется, в соответствии с (2), в 10 раз меньшее время. Это означает, что условие подобия (1) все равно будет соблюдено. Следовательно, мы можем использовать материал любой вязкости, так как условие подобия соблюдается автоматически.

Когда необходимо учитывать силу тяжести и соблюдать условие подобия (3), то, рассуждая по аналогии, можно заключить, что, например, увеличение высоты рельефа образца l_m приведет к пропорциональному увеличению напряжения σ_m , вызывающему «расползание» этого рельефа. Приведет ведем пример. В работе [13] описано моделирование зарождения и эволюции крупномасштабных оползней. Использовался критерий подобия (3) следующим образом. В опытах с помощью специальной установки постепенно увеличивалось модельное ускорение силы тяжести g_m , которое, в соответствии с (5), увеличивало напряжение на склоне σ_m , пока, в соответствии с (7), не достигалось значение прочности и не возникали трещины на склоне. Этим действительно достигалось соблюдение условий подобия, но выполнялось оно автоматически, т. е. для любого эквивалентного материала.

В случае автоматического выполнения условий *физического* подобия все внимание концентрируется на необходимости соблюдения *геометрического* подобия, о чем говорилось выше. Такое подобие можно назвать «структурным подобием». Реально такой подход существовал всегда, хотя многие авторы при этом «прикрывались» количественными расчетами условий физического подобия как щитом, дающим пропуск к публикации в рецензируемый журнал. Серьезные наметки обоснования принципа «структурного подобия» содержатся в работе [3]. Думается, что, с учетом иерархической соподчиненности структур, такому подходу принадлежит будущее. При невозможности воспроизвести весь иерархический спектр структур имеет смысл производить *селективное* моделирование структур *разного ранга*, что рекомендовал еще М.В. Гзовский [2].

В частности, такое моделирование [4, 6] было проведено недавно с целью воспроизведения: 1) нефтегазоносных брахиантиклиналей, развитых в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты, приуроченных к крупному сдвиговому разлому фундамента и ориентированных в «запрещенном» канонами тектонофизики направлении – близко к оси максимального сжатия; 2) осложняющих их кулисных рядов сбросо-сдвигов, формирующихся над более мелкими сдвиговыми разломами фундамента. Воспроизведение названных структур оказалось успешным только тогда, когда, в отличие от многочисленных экспериментов самих авторов и их предшественников, была учтена роль осадочного чехла, который оказывает сопротивление горизонтальному движению блоков фундамента, создавая поле напряжений горизонтального сдвига вдоль *горизонтальной* плоскости. Это поле напряжений сочетается с давно установленным полем напряжений горизонтального сдвига вдоль *вертикальной* плоскости, возникающим в осадочном чехле над сдвиговым разломом фундамента. В результате в чехле создается геодинамическая обстановка, которую авторы предложили назвать «трансламинацией», по аналогии с известными комбинированными сдвиговыми обстановками транспрессии и транстенсии.

- Белоусов В.В., Гончаров М.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 16–20.
- 2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.
- 4. Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Короновский Н.В., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Механизм формирования нефтегазоносных структур «пропеллерного» типа (на примере Западно-Сибирской плиты) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 204–208.
- 5. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
- 6. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Парадокс ориентировки некоторых новейших нефтегазоносных брахиантиклиналей сдвиговых зон вдоль оси максимального сжатия: тектонофизическое истолкование // Общие и ре-

гиональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 218–222.

- 7. Лукьянов А.В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- 8. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
- 9. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- 10. Шерман С.И., Бабичев А.А. Теория подобия и размерностей в приложении к тектоническому моделированию // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 57–77.
- 11. Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311–332.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A. Influence of weathering and pre-existing large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-D physical modelling // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2004. Vol. 4. P. 711–717.

А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ БЫСТРОСПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

За последние несколько десятилетий были проведены детальные геолого-геофизические исследования трансформных разломов на Восточно-Тихоокеанском поднятии и Тихоокеанско-Антарктическом хребте, где скорости спрединга варьируются от 8 до 16 см/год (Орозко, Клиппертон, Сикейрос, Гаррет, Квебрада, Гофар, Якина, Вилкес, Гаррет, Менард, Вакье, Райт). Эти исследования показали, что в большинстве случаев трансформные области с шириной более 20 км характеризуются существованием нескольких эшелонированных зон сдвиговых деформаций, соединенных релейными зонами растяжения: бассейнами "pull-apart", представляющими собой структуры локального растяжения (внутритрансформные центры сппрединга) на фоне регионального сдвига, и соединяющие эшелонированные зоны сдвиговых деформаций в зоне трансформного разлома (например, трансформные разломы Сикейрос, Квебрада-Дискавери-Гофар, Вилкес, Гаррет, Райт и др.).

К другой группе характерных особенностей структурообразования относятся перекрытия центров спрединга (ПЦС) в областях сочленения трансформных разломов и осей спрединга, приуроченные, как правило, к одной из зон пресечения трансформного разлома с осью спрединга (например, восточные пересечения трансформных разломов Якина, Вилкес, Гаррет и западные пересечения трансформных разломов Менард, Вакье). Формирование и эволюция подобных структур на межтрансформных сегментах рассматривались ранее [3–5], в том числе с помощью экспериментального моделирования. Результаты этих экспериментов позволили выделить два генетически различных типа ПЦС – мелкие и крупные. Они различаются по своим размерам и величине смещения рифтовых осей и времени существования.

Было установлено, что для крупных ПЦС характерна миграция вдоль дивергентной границы плит. Движение перекрытия фиксируется наличием V-образных форм, прослеживающихся в рельефе, в структуре коры и магнитном поле. В процессе своей эволюции ПЦС могут соединяться, исчезая или увеличиваясь в размерах, а также переходить в трансформные разломы. Поэтому на первый взгляд наиболее естественным объяснением наличия подобных структур в областях пересечения рифтовых зон и трансформных разломов может быть предположение о столкновении последних с мигрирующими вдоль простирания ПЦС.

Для исследования вышеотмеченных вопросов структурообразования в пределах трансформных разломов быстро раздвигающихся хребтов, на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия, нами было проведено лабораторное моделирование.

Моделирование проводилось с учетом условий подобия, описанных в работе [2]. Используемое модельное вещество является коллоидной системой, состоящей из жидких (минеральное масло) и твердых (церезин, парафин) углеводородов. Этот материал обладает упруго-вязко-пластическими свойствами и при определенных значениях температуры и скорости деформации, а также соотношениях составляющих его компонентов может испытывать хрупкие или пластические деформации. Опыты проводились на экспериментальном комплексе, в состав которого входит установка, представляющая собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода [1]. Внутри установки расположены обогреватели для плавления модельного вещества. Конструкция установки позволяла проводить деформации модельной плиты с переменными скоростями и разными направлениями растяжения (ортогональный, наклонный или косой спрединг). Разработанная методика подготовки экспериментов сделала возможным задавать разную толщину модели литосферы, отвечающую быстро раздвигающимся спрединговым хребтам, их осевым зонам и сдвигам по трансформным разломам. Подробно проведение данного типа экспериментов описано в работе [1].

Мы провели несколько серий экспериментов с целью изучения рельефообразующих деформаций в зонах трансформных разломов и в областях их пересечений с осевыми зонами спрединга.

В модельной плите задавалась неоднородность с конфигурацией рифт – трансформный разлом – рифт в виде ослабленной (утоненной) зоны. Ширина ослабленной зоны была одинаковой в рифтовых и трансформных сегментах модели. После этого начиналось горизонтальное растяжение модели. В экспериментах изменялась толщина хрупкого слоя модельной плиты, рифтовой зоны, трансформного разлома.

Сопоставление результатов экспериментальных исследований с данными наблюдений позволило сделать выводы по особенностям строения трансформных разломов и областей их пересечения с рифтовыми зонами быстроспрединговых хребтов.

Существенное влияние на морфологию зон трансформных разломов оказывает кинематика контактирующих по трансформным разломам литосферных плит и изменение геометрии оси срединного хребта, а также глубинное строение литосферы. Анализ рельефа дна трансформных разломов ВТП показывает, что морфологическая выраженность структурных элементов зон трансформных разломов зависит главным образом от скорости и направления спрединга, а также от длины разлома. Именно эти параметры определяют толщину и механическую прочность литосферы рифтовых зон и трансформных разломов, а следовательно, и интенсивность структурообразующих процессов.

Экспериментальное моделирование показывает, что трансформные зоны демонстрируют различные варианты структурообразования, которые контролируются при постоянной скорости растяжения модельной плиты, условно принимаемой за скорость быстрого спрединга, толщиной хрупкого слоя и длиной смещения по трансформному разлому. При больших смещениях в условиях большей прочности хрупкого слоя доминирующими, но не первичными (в трансформной области) являются структуры, обусловленные сдвигом, т.е. структуры, субпараллельные простиранию трансформного разлома. В условиях эксперимента это сдвиговые трещины, закладывавшиеся по предварительно нанесенным разрезам, а затем соединявшиеся косыми трещинами, развившимися впоследствии в структуры "pull-apart", либо сдвиговые трещины, произвольно смещавшиеся относительно друг друга с образованием структур "pull-apart". Первичные системы S-образных или веерных трещин, субпараллельных направлению спрединга (элементы растяжения), образовывались в областях внутреннего трансформного угла и предваряли, как правило, формирование перекрытий рифтовых осей.

Эксперименты показали, что формирование структур ПЦС в областях пересечения трансформных разломов с осевыми зонами спрединговых хребтов является характерным при условии быстрого спрединга с относительно тонкой и прогретой литосферой. Причем формирование структур ПЦС происходит только в одной области пересечения (равновероятной в модели), в то время как другая характеризуется нормальным постепенным переходом от структур растяжения, характерных для зон спрединга, к структурам сдвига, типичным для трансформных разломов, через структуры промежуточного простирания. Было также экспериментально установлено, что структуры ПЦС формируются in situ в процессе эволюции трансформного разлома, а не являются следствием их миграции вдоль оси спрединга. Миграция зон ПЦС вдоль оси спрединга и столкновение их с зоной трансформного разлома теоретически очень вероятны. Однако в этом случае в структуре внеосевой литосферы должны оставаться характерные V-образные следы.

- 1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- 2. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- 3. Lonsdale P. Segmentation of the Pacific-Nazca spreading center, 1°N-20°S // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 12197–12225.

- 4. Lonsdale P. Geomorphology and structural segmentation of the crest of the southern East Pacific Rise (Pacific Antarctic) // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, № B3. P. 4683–4702.
- Macdonald K.C., Fox P.J., Miller S. et al. The East Pacific Rise and its flanks 8–18°N: History of segmentation, Propagation and spreading direction based on Sea MARC II and Sea Beam Studies // Marine Geophys. Res. 1992. V. 14. P. 299–344.

А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин, Н.Л. Добрецов, И.Н. Гладков Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

МОДЕЛЬ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА, СОЗДАЮЩЕГОСЯ НА ГРАНИЦЕ ЯДРО-МАНТИЯ ВСЛЕДСТВИЕ ЛОКАЛЬНОГО ПОСТУПЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКОЙ ДОБАВКИ, ПОНИЖАЮЩЕЙ ТЕМПЕРАТУРУ ПЛАВЛЕНИЯ В НИЖНЕЙ МАНТИИ

Анализ теплообмена во внешнем ядре [1, 2] показывает, что в условиях тепловой гравитационной конвекции сверхадиабатический перепад температуры во внешнем ядре составляет не более 0,1 °C при тепловом потоке на границе ядро-мантия q = (0,06 - 0,6) Вт/м². Такой малый перепад температуры создается вследствие большого коэффициента теплопроводности внешнего ядра [3] и низкой кинематической вязкости $v = (1 - 10^2) \text{ м}^2/\text{c}$ [1]. Из-за малых перепадов температуры во внешнем ядре на границе ядро-мантия невозможны чисто тепловые источники, обусловливающие проявление плюма с тепловой мощностью, характерной для современных плюмов ($N \sim 10^8 \text{ кBT}$).

В то же время на границе ядро-мантия можно ожидать локальные потоки летучих (H₂, CH₄ и др.), благодаря их высокой растворимости в жидком расплаве железа (+ Ni) [2, 4], и возникновение воронкообразных вихрей [5]. Поэтому на границе ядро-мантия возможно появление термохимических плюмов.

Термохимический плюм образуется на границе двух слоев при наличии теплового потока из нижнего слоя и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления вблизи подошвы верхнего слоя. В области теплового пограничного слоя при понижении температуры плавления ниже температуры границы происходит плавление в верхнем слое и подъем плюма [4].

При локальном источнике химической добавки, понижающей температуру плавления, образуется термохимический плюм. Интенсивность его выплавления будет зависеть от соотношений между температурой нижней границы T_1 , средней температурой по толщине слоя-массива T_0 и температурой плавления массива при наличии химической добавки T_{nx} . Термохимический плюм формируется там, где локализована химическая добавка, понижающая температуру плавления до величины T_{nx} , и тогда он образуется при условии $T_0 < T_{nx} < T_1$. В процессе выплавления тепло, поступающее с подошвы плюма, расходуется на нагрев до температуры плавления, на само плавление и отводится в окружающий массив, так как $T_0 < T_{nx}$. Тепловой поток, подводящийся к плюму с нижней границы, тем больше, чем больше перепад температуры $T_1 - T_{nx}$. Тепловой поток от канала в окружающий массив тем меньше, чем меньше перепад температуры $\Delta T_0 = T_{nx} - T_0$.

Если при поступлении химической добавки создается эвтектика с температурой T_3 , то $T_{nx} = T_{nc} - T_3 - kc_2 = \Delta T_3 - kc_2$, где T_{nc} – температура плавления "сухого" массива (без добавки), $\Delta T_3 = T_{nc} - T_3$, коэффициент k представляется в °C на 1 % добавки, c_2 – концентрация добавки на границе раздела "расплав-твердый массив" (границе канала плюма). Если $\Delta T_3 = 0$, то $T_{nx} = T_{nc} - kc_2$. В отсутствие примеси, понижающей температуру плавления, k = 0, и тогда $T_{nx} = T_3$. Поскольку $T_{nx} = T_{nc} - kc_2$, то $T_1 - T_{nx} = kc_2 - (T_{nc} - T_1)$. Плавление мантийного вещества вблизи границы ядро-мантия возможно, когда разность $T_1 - T_{nx}$ больше нуля, то есть выполняется условие $kc_2 > T_{nc} - T_1$, и, следовательно, $c_2 > (T_{nc} - T_1)/k$.

Скорость выплавления термохимического плюма должна также зависеть от параметров, контролирующих поступление химической добавки, прежде всего от коэффициента диффузии D и концентрации химической добавки в канале плюма. В зависимости от теплового потока с подошвы возможно проплавление канала или на всю высоту слоя l, или на высоту L < l. В последнем случае количество тепла, подводимого снизу к каналу плюма высотой L, равно количеству тепла, поступающего от канала в окружающий массив. Высота L является предельной для данного количества тепла, поступающего снизу.

Предполагаемый источник добавки, понижающей температуру плавления, – реакции железосодержащих минералов нижней мантии (перовскита, магнезиовюстита) с водородом и/или метаном, выделяющимися на ядро-мантийной границе [2, 4]. Оценены тепловые мощности Гавайского и Исландского плюмов. Представлены результаты лабораторного моделирования термохимического плюма. Обнаружено, что диаметр канала плюма остается практически постоянным по мере подъема плюма. Когда кровля плюма достигает слоя, температура плавления которого выше, чем температура расплава в канале плюма ("тугоплавкого" слоя), у подошвы этого слоя формируется грибообразная голова плюма. На основе анализа геологических и геофизических данных и результатов экспериментального моделирования построена теплофизическая модель термохимического плюма. На основе балансовых соотношений для массы и тепловой энергии и закономерностей тепло- и массообмена при свободной конвекции выведена система уравнений тепло- и массообмена термохимического плюма. Определены параметры термохимического плюма, поднимающегося от границы ядро-мантия. Рассмотрены геодинамические процессы, протекающие в процессе выплавления плюма до его выхода на поверхность. Проанализировано влияние *P-T*-условий на форму и размер кровли плюма. Предложена модель теплообмена между термохимическим плюмом и литосферой, когда плюм достигает подошвы "тугоплавкого" слоя в литосфере.

Процессы тепло- и массобмена в канале термохимического плюма, расположенного под океанической плитой вдали от СОХ, происходят в условиях горизонтальных конвективных течений, пронизывающих канал плюма. В области мантийного потока, набегающего на плюмовый канал (в лобовой части канала плюма), происходит нагрев и плавление мантийного вещества. Расплав со средней скоростью потока *v* пронизывает канал плюма и кристаллизуется на его противоположной стороне (в кормовой части канала). Тепло и химическая добавка, переданные каналом плюма мантийному потоку, уносятся от канала закристаллизовавшимся мантийным веществом со скоростью *v*. Получены основные уравнения тепло- и массобмена термохимического плюма, взаимодействующего с горизонтальным мантийным конвективным потоком. Проведено решение совместной многопараметрической задачи о тепло- и массобмене термохимического плюма, находящегося вдали от оси СОХ. Найдена зависимость концентрации добавки на подошве плюма от числа Льюиса. Определены числа Льюиса и, соответственно, коэффициенты диффузии химической добавки в канале плюма, расположенного вдали от оси СОХ.

Построена модель взаимодействия канала плюма с горизонтальными свободноконвективными течениями в верхней и нижней мантии. Определены локальные коэффициенты теплообмена на границе "расплав – окружающая мантия" (границе канала плюма) и оценен диаметр Гавайского плюма, взаимодействующего с горизонтальными мантийными течениями. На основе расчета теплообмена между плюмом и горизонтальным нижнемантийным потоком представлены оценки основных параметров нижней мантии.

Оцененный нами диаметр подошвы Гавайского плюма $d_s = d_z = 63 - 97$ км. В работе [6] по сейсмическим данным впервые на глубине закартирован канал Гавайского плюма. Конфигурация области частичного плавления, хорошо закартированной на глубинах 130 – 170 км и простирающейся в глубь верхней мантии, нецилиндрическая и несимметричная и имеет наименьший размер $d_{\min} = 50$ км и наибольший $d_{\max} = 94$ км. Наши оценки диаметра канала плюма, полученные на основе расчета теплообмена между каналом плюма и горизонтальными мантийными потоками, протекающими через плюм, удовлетворительно соответствуют размерам канала плюма, найденным с помощью сейсмических исследований. Доли тепловой мощности, отведенной от канала плюма в верхнюю и нижнюю мантию, примерно равны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 08-05-00301-а и № 07-08-00183) и гранта Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ (НШ-5736.2008.5).

- 1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 408 с.
- 2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // ДАН. 2003. Т. 393, № 6. С. 797–801.
- Manga M., Jeanloz R. Implications of a metal-bearing chemical boundary layer in D" for mantle dynamics // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 3091–3094.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1057–1073.
- 5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // ДАН. 2000. Т. 373, № 1. С. 84–86.
- 6. Li X., Kind R., Priestley K., Sobolev S.V., Tilmann F., Yuan X., Weber M. Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves // Nature 2000. V. 405. P. 938–941.

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ НА СВОБОДНО-КОНВЕКТИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ ПОД СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИМ ХРЕБТОМ И УСТОЙЧИВОСТЬ ОСНОВНЫХ ГЛУБИННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

В работах [1–6] показано, что крупномасштабные течения в астеносфере – это свободноконвективные течения, создающиеся под действием горизонтального градиента температуры. Мелкомасштабное валиковое течение возникает вследствие охлаждения конвективного потока литосферной плитой: у охлаждающей кровли астеносферы создается неустойчивая температурная стратификация. На основании геологических, геофизических и петрологических данных в вышеуказанных работах построена теплофизическая модель астеносферы под срединно-океаническим хребтом (COX). Она представляет собой горизонтальный слой, нагреваемый снизу (в окрестности оси COX) и охлаждаемый на кровле (границе литосфера-астеносфера); подошва слоя – теплоизолированная.

Экспериментальные исследования проводились на установке, представляющей собой горизонтальный слой жидкости, нагреваемый у одного из вертикальных торцов и охлаждаемый сверху. Нижняя горизонтальная поверхность теплоизолированная. В качестве рабочих жидкостей использовались вода и 96%-ный этиловый спирт. Экспериментально показано, что вблизи охлаждаемой кровли астеносферы существуют валиковые течения [5]. В экспериментах [3] обнаружены два режима течения в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху. Так, при числах Релея Ra = $\beta g \Delta T_{\max,x} l^3 / a v < 5 \cdot 10^5$ (β – коэффициент теплового объемного расширения, g – ускорение силы тяжести, $\Delta T_{\max,x} = T_{\max,x} - T_1$, $T_{\max,x}$ – наибольшая температура по толщине слоя в сечении x, T_1 – температура кровли, l – толщина слоя, a – температуропроводность, v – кинематическая вязкость) высота конвективных валиков равна половине толщины слоя и скорость течения уменьшается по линейному закону с увеличением x. Назовем этот режим "режимом установившегося течения". При Ra > $5 \cdot 10^5$ высота валиков и толщина теплового пограничного слоя меньше 0,5l. Этот режим течения назовем режимом пограничного слоя. Для астеносферы под океаном значение Ra y оси хребта больше $5 \cdot 10^5$.

Измерены профили температуры и скорости в горизонтальном слое в различных вертикальных сечениях в режиме пограничного слоя при числах Релея $Ra = 2,29 \cdot 10^6$ и $8,47 \cdot 10^6$, соответствующих числам Релея для астеносферы под океаном. Анализ результатов экспериментальных исследований показал, что в ядре плоского горизонтального слоя, подогреваемого сбоку и охлаждаемого сверху, течение развивается в условиях постоянного горизонтального градиента температуры, осредненного по высоте слоя. В качестве модели ядра потока рассмотрен горизонтальный слой подвижной верхней границы, с адиабатическими ограничивающими поверхностями при постоянном горизонтальном градиенте температуры. Для этой модели найдены точные решения уравнений свободной конвекции в приближении Буссинеска при движущейся верхней границе.

Результаты решения сопоставлены с экспериментальными данными. Для режима пограничного слоя экспериментальные значения максимального перепада температуры (при x = 0) $\Delta T_{\max,0} = T_{\max,0} - T_1$ отличаются от рассчитанных $\Delta T_{\max,0,p}$ менее чем на 1 %. Экспериментальные значения максимальной скорости течения в нижней части слоя $u_{\max,\mu}$ отличаются от рассчитанных $u_{\max,p}$ на 18 %. Найдены масштабы температуры и скорости течения для режима пограничного слоя. На основе экспериментальных профилей скорости течения найдено выражение для профиля скорости течения в горизонтальном слое, подогреваемом сбоку и охлаждаемом сверху при подвижной верхней границе.

Определяющее влияние на интенсивность конвективного движения в астеносфере оказывает термогравитационная сила, обусловленная горизонтальным градиентом температуры. Оценены максимальный перепад температуры $\Delta T_{\max,0}$ и числа Релея Ra₀ = $\beta g \Delta T_{\max,0} l^3 / a v$ в зависимости от теплового потока в окрестности оси COX. Найдены профили скорости конвективного течения в астеносфере под океаном. Скорость движения литосферы сказывается на форме профиля скорости в верхней части астеносферы (при y < 150 км) и не влияет на максимальную скорость течения $u_{\max,H}$ в нижней части слоя. С увеличением скорости движения океанической литосферы существенно уменьшается касательное напряжение τ на границе литосфера-астеносфера и суммарная сила трения F (тектоническая сила).

Получено соотношение, определяющее величину силы трения, действующей на подошву литосферы вследствие астеносферного свободно-конвективного течения, в зависимости от основных параметров астеносферного слоя и скорости движения океанической литосферы. На основании экспериментальных данных и результатов теоретических исследований с использованием методов теории подобия получены профили температуры в астеносфере под океаном для медленноспредингового COX.

На основе результатов проведенного теплофизического моделирования и основных фациальных границ перидотита KLB-1 построено распределение минералогических фаций для основных и ультраосновных составов в океанических областях литосферы и астеносферы. Положение границ минералогических фаций зависит в основном от поля температуры и поля давления. Однако размеры и форма области частичного плавления и генерации магматических расплавов испытывают существенное влияние конвективного движения мантийного вещества. Образование тугоплавкого оливинового рестита и его перемещение от оси срединно-океанического хребта ограничивают размеры области генерации магматических расплавов. Средняя ширина этой области может быть равна 5–7 км (по одну сторону от оси хребта), глубина зоны частичного плавления составляет около 80 км.

Проведенные исследования показывают, что при определении границ магматического очага и возможных путей эволюции магматических расплавов необходимо учитывать не только поле температуры и давления, но и поле скорости движения вещества. Кроме того, нужно учитывать дифференциацию вещества в магматическом очаге.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 08-05-00301-а и № 07-08-00183), гранта Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ (НШ-5736.2008.5) и Сибирского отделения РАН (междисциплинарный интеграционный проект № 21 "Геодинамические процессы в зонах субдукции: теплофизическое (экспериментальное и теоретическое) моделирование и сопоставление с геолого-геофизическими данными").

Литература

- 1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 408 с.
- 2. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Экспериментальное моделирование влияния субдукции на пространственную структуру конвективных течений в астеносфере под континентом // ДАН. 2002. Т. 384, № 5. С. 682–686.
- 4. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л. Влияние субдукции на структуру тепловых гравитационных течений в астеносфере под континентом // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 207–219.
- 5. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В. Термогравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническим хребтом и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика. 2006. Т. 41, № 2. С. 207–219.
- 6. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Deep-Level Geodynamics. Rotterdam; Brookfield: A.A. Balkema, 1998. 328 p.

А.В. Леонтьев¹, Т.В. Лобанова²

¹Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, Россия

²ОАО Восточный научно-исследовательский горнорудный институт, Новокузнецк, Россия

О СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕСТРОЙКЕ ПОРОДНОГО МАССИВА, ПОДВЕРЖЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЮ МАССОВЫХ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ

В последние годы интенсивно развиваются представления о блочной структуре породного массива как способе упорядоченного и самоорганизованного его поведения под воздействием внешних факторов [1–3]. Сложную иерархию процессов самоорганизации, обусловленных флуктуациями энергетических потоков в массиве, можно проследить лишь на натурных объектах. Обратимся к одному из них – Таштагольскому руднику. Железорудное месторождение отрабатывается в условиях повышенной опасности проявления динамических событий. Здесь уже на глубине 300 м наблюдались стреляния горных пород, а в настоящее время при работах на глубине 500 м и более имеют место горные удары, в том числе большой разрушительной силы ($10^7 - 10^9$ Дж). В период с 1959–2007 гг. на месторождении зафиксировано около 16 тыс. динамических проявлений горного давления, из них 19 собственно горных ударов.

Обстановка в районе месторождения усугубляется тем, что Кемеровская область соседствует с Алтае-Саянской горной провинцией, отличающейся повышенной сейсмоактивностью. В восточной

ее части постоянно регистрируются землетрясения с магнитудой М=>3,5. Кроме того, очистные работы предполагают проведение технологических и массовых взрывов. Их гипоцентры расположены на глубинах 300 – 700 м, а заряды ВВ достигают 700 т. Исследования показывают, что сейсмические воздействия взрывов на регион превосходят влияние природной сейсмичности [4].

Таким образом, в условиях сейсмоактивности региона и концентрации техногенной деятельности на небольшой территории формируется геодинамическое пространство, опасное по катастрофическим проявлениям. Изучение деформационных процессов на подобном объекте представляет значительный интерес прежде всего с точки зрения определения фундаментальных свойств и закономерностей поведения твердого вещества. Это же важно для решения «прикладных» задач геомеханики, к которым можно отнести вопросы прогнозирования и предупреждения динамических (негативных) явлений, сопровождающих производственный процесс.

Ниже остановимся на некоторых результатах наблюдений за движениями земной поверхности на границах и в зонах тектонических разломов, налегающей толщи над слепыми рудными телами, полученных на Таштагольском геодинамическом полигоне (рис. 1). Полигон создан в 60–80-е годы прошлого столетия, и сегодня это 16 профильных линий, содержащих 330 грунтовых реперов, заложенных на земной поверхности, в породах висячего, лежачего боков (вкрест простирания рудных тел) и на флангах рудной зоны Восточного и Юго-Восточного участков (вкрест и по простиранию), а также около 240 контурных и 45 глубинных реперов в рудном массиве и вмещающих породах на шести горизонтах шахты.

Рис. 1. Схема геодинамического полигона в районе Таштагольского месторождения:

X, K, H, Ш, Д и M – разломы, соответственно, Холодный, Кондомский, Нагорный, Шахтерский, Диагональный и субмеридиональное тектоническое нарушение; MB – массовые взрывы с указанием даты и места производства; пр. л. – профильные линии реперов; σ₁ – направление действия компоненты наибольших напряжений; п.п. 1111 – пункт полигонометрии, находящийся вне зоны влияния горных работ – базовая точка, относительно которой выполнялись измерения. Крупные структурные ослабления массива активно реагируют на вариации напряженнодеформированного состояния геосреды. Сколовые явления по плоскостям нарушений и горные удары наблюдаются в районах максимального сжатия тектонических структур. Многолетние наблюдения показывают, что накопление сжатий на разломах начинается за 2-3 месяца до проявления динамического события. Деформации сжатия бортов разломов составляют (0,3–0,09)·10⁻³, а в отдельных случаях (1,4–2,1)·10⁻³. При этом скорости сближения границ структурных ослаблений изменяются в пределах (7–36) мм/мес, достигая по отдельным станциям 280 мм/мес.

Отдельный интерес представляют эффекты самоорганизации и структурной перестройки массива горных пород под влиянием очистных работ. Их удается обнаружить в процессе наблюдений за движениями массива методами спутниковой геодезии.

Комплексные замеры смещений показали, что повышенная активизация начала формироваться в массиве после массового взрыва (MB) блока 9, произведенного 18.06.2006 г. в этаже (-280) – (-210) м (рис. 1). Основные сейсмособытия происходили в районе взрыва, а отдельные толчки 3-4 классов проявлялись в различных частях Восточного участка. Анализ данных GPS-наблюдений, полученных до и после MB, показал, что Восточный геодинамический блок после взрыва был поднят до 12 мм, а соседние блоки в лежачем борту по разлому Холодный и в северном торце по разлому Кондомский просели до 45 мм. Т.е. согласованно сработала кольцевая структура, образованная основными структурными нарушениями вокруг провала. Разнонаправленные сдвижения на границах разломов достигли значительных размеров – от 25 до 57 мм. В последующий период происходила разгрузка массива от остаточных напряжений в виде сейсмических событий (более 20) высокого энергетического (5,0–6,9) класса в выработках гор. –280 м и гор. –350 м в центральной и восточной частях Восточного блока.

На фоне сложившейся обстановки 22.07.2007 г. был проведен МВ взрыв блока 8, непосредственно соседствующего с блоком 9 (рис. 1). При этом осуществлялись наблюдения за движениями породного массива. Они велись в течение трех дней – накануне, в день взрыва и на следующий день, – по 9 часов в сутки. Измерительный полигон GPS-съемки включал реперы п.п. 1111, а также + 20, + 13 и +4 профильной линии Д – Д. Прежде всего, можно было отметить практически одинаковый характер смещения реперов +20 и +13, отражающий поведение блока, прилегающего к разлому по ручью Холодный с восточной стороны, как консолидированного образования. Согласованное поведение этих реперов отмечено на протяжении всего периода наблюдений. Производство взрыва больше всего повлияло на движения данного блока в вертикальном направлении. Вновь, как и год назад, в короткий период времени после взрыва зафиксировано согласованное движение реперов профильной линии Д – Д со стороны как лежачего, так и висячего бока. При этом максимальные смещения во все периоды наблюдений отмечены по разлому Нагорный (репер + 4), которые достигали 30 - 60 мм. На поведении породного массива в плоскости по простиранию скорее всего сказалось влияние максимальной составляющей поля естественных напряжений. Уровень горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности между участками Юго-Восточный (п.п. 1111) и Восточный (висячий бок – репер +4) до массового взрыва наблюдался одинаковым, соответственно 44 и 46 мм. При взрыве вертикальные сдвижения в 1,65 раза превысили горизонтальные, а после него – горизонтальные сдвижения превысили вертикальные в 1,3 раза. Произошла перестройка структуры породного массива под действием двух МВ.

Наиболее рельефно, на наш взгляд, процессы самоорганизации в породном массиве проявились при наблюдениях на Юго-Восточном участке. Речь идет о трех MB, произведенных на этом фланге месторождения. Первый MB был произведен 03.06.2007 г. Отрабатывался 1-й слой блока № 3 в этаже (+70)–(+117) м; глубина от земной поверхности около 500 м; масса взрываемого BB – 41,7 т (1.4×10^7 Дж). Затем 30.12.2007 г. в этом же районе был произведен взрыв в этаже (±0)–(+70) м массой BB – 217,3т ($1,3 \times 10^8$ Дж). Очередной взрыв состоялся 29.06.08 г. Отрабатывался 2-й слой блока № 3 в этаже (+70)–(+117) м; масса BB –167,5 т ($1,3 \times 10^8$ Дж). Характер движений земной поверхности, зафиксированный при двух массовых взрывах (первом и третьем), осуществленных в 2007 г. и в 2008 г. на одной и той же глубине порядка 500 м, оказался кардинально разным (рис. 2).

На репере 18, который располагался в эпицентральной области, в период производства первого взрыва зафиксированы резкие короткопериодные смещения до 300 мм в горизонтальных направлениях и до 250 мм в вертикальной плоскости. Воздействие на массив этого взрыва было отмечено на всем месторождении, включая жилую зону города. Проявления второго взрыва, несмотря на то, что он был более мощным, оказались менее выраженными. Объяснить это можно, скорее всего, присутствием в породной среде механизмов самоорганизации и, следовательно, разным структурным состоянием массива на момент производства каждого из взрывов.

Рис. 2. Вертикальные смещения реперов 1, 4 и 18 на Юго-Восточном участке месторождения в периоды проведения массовых взрывов 03.06.2007 г. (*a*) и 29.06.2008 г. (*б*).

Накопленный экспериментальный материал позволяет сделать ряд выводов.

1. В шахтном поле Таштагольского рудника сегодня можно выделить, по крайней мере, три области, определяющие геодинамическую активность породного массива: 1) область пересечения Диагонального разлома с обширным пологопадающим нарушением, 2) область сочленения разлома Холодный и субмеридионального тектонического нарушения, 3) область сочленения разломов Холодный, Шахтерский и Диагональный.

2. Наиболее подвижным и «чувствительным» к изменениям напряженно-деформированного состояния геосреды является разлом Нагорный, расположенный в висячем борту. Именно к этому участку месторождения приурочено большинство динамических событий.

3. Данные GPS-съемки позволяют при наложении внешних воздействий выделить в породном массиве эффекты консолидированного и деконсолидированного поведения.

Литература

- 1. Любушин А.А. Модель сейсмического процесса в блоковой среде // Современные методы интерпретации сейсмологических данных (Вычислительная сейсмология, вып. 24). М.: Наука, 1991. С. 50–61.
- 2. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.
- Опарин В.Н. Научные открытия межтысячелетия в геомеханике и перспективы их применения // Труды конференции «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли». Новосибирск: ИГД СО РАН, 2008. С. 7–32.
- Опарин В.Н., Сашурин А.Д., Кулаков Г.И., Леонтьев А.В. и др. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 43–58.

Г.А. Мирзаева¹, М.К. Турапов²

¹ Алмалыкский горно-металлургический комбинат, Алмалык, Узбекистан

² Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз., Ташкент, Узбекистан

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В СТРУКТУРАХ УЧАСТКА АКБУЛАК ЧАДАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Площадь участка Акбулак сложена вулканогенно-осадочными образованиями верхнего карбона и нижней перми. Структурная позиция участка определяется приуроченностью к Гузаксайскому грабену, к его западной граничной структуре, которая является основной рудоконтролирующей структурой участка Акбулак. Цель моделирования полей тектонических напряжений – определение тектонофизической обстановки площади участка Акбулак на этапе рудообразования; определение тектонофизических особенностей основной рудоконтролирующей и рудовмещающих структур.

Модели структур участка Акбулак составлены на основе структурно-тектонических карт Чадакского рудного поля в масштабах 1:10000 и 1:5000 и геолого-структурной карты участка в масштабе 1:2000. Эксперименты проведены в соответствии с принципами моделирования, разработанными М.В. Гзовским. Композитный состав материала для моделирования изготовлен по рецептуре Д.Н. Осокиным. Эксперименты проведены в двух вариантах: в первом варианте основу модели составляют дорудные структуры; во втором – структуры первого варианта и новые разломы, сыгравшие контролирующую роль в размещении оруденения.

Основу первого варианта эксперимента составляют элементы, имитирующие граничную структуру грабена – это Акбулак-Каракутанский и смещающие его разломы. Разломами площадь модели разбита на несколько блоков. Результаты эксперимента указывают на широкий диапазон вариации величин тектонических напряжений и их неравномерное распределение.

Тектонофизическое состояние разломов нестабильное. Есть участки, где оба борта разлома имеют диаметрально противоположную тектоническую напряженность, но есть и участки, где оба борта имеют одинаковую напряженность. Причина такого распределения напряженности – морфология разломов, локальное проявление их тектонической активности.

К периоду рудообразования площади участок Акбулак находился в тектонически ослабленном состоянии. Такая тектонофизическая обстановка обусловлена пространственным положением структур по отношению к воздействующим на модель горизонтальным усилиям сжатия.

Во втором варианте эксперимента основу модели составляют элементы, имитирующие все структуры, которые были заложены к моменту рудообразования и имеющие прямое отношение к рудолокализации. С внесением в модель элементов рудоконтролирующих структур тектоническая напряженность участка Акбулак еще более ослабла. Падение напряженности, по всей видимости, связано с активностью северо-западных разломов. Этот процесс сопровождается поглощением значительной энергии сжатия, а также миграцией напряжения вдоль этих структур и концентрацией их за пределами участка.

Активность разломов должна способствовать образованию вдоль них зон дробления пород, трещин отрыва, связанных с высвобождением тектонической энергии сжатия. Обычно такие участки повышают проницаемость пород, а образованные трещины могут перерасти в разломы, что весьма благоприятно для проявления здесь различных геологических процессов, в том числе и рудных.

Анализ экспериментальных данных и результатов проведенных геолого-структурных исследований подтверждает разработанные теоретические принципы формирования и развития рудоконтролирующих структур на основе экспериментальных работ по моделированию тектонических напряжений в структурах участка Акбулак.

М.М. Немирович-Данченко Томский политехнический университет, Томск, Россия

О РАЗЛИЧНЫХ СЦЕНАРИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТРЕЩИН В ГЕОМАТЕРИАЛАХ

В работе изучаются различные сценарии распространения одиночной трещины. Рассматриваются случаи равномерного и неравномерного роста. То, что процессы разрушения в природе большей частью неравномерны, не вызывает сомнений. Это проявляется в различных пространственных и временных масштабах [1]. Так, одно из характерных для сейсмологии проявлений неравномерности роста трещины – землетрясения с последующими афтершоками. Эти процессы могут быть изучены лишь косвенно, на основании анализа излучаемых сейсмических волн. Однако лабораторные эксперименты [2] дают достаточно информации для сопоставления данных численного моделирования с наблюдениями.

На основе численного моделирования в рамках модели гипоупругой хрупкой среды [3] рассмотрены два сценария динамического поведения трещин отрыва. В первом случае предполагалось, что на сплошную среду, в которой имеется нарушение в виде ограниченной плоской трещины, действуют нормальные к плоскости трещины постоянные по времени растягивающие напряжения, в результате чего происходит дальнейший рост трещины. Во втором случае первоначальное нарушение сплошности среды представляет собой плоскую трещину, осложненную "малоамплитудными прямоугольными ступеньками", препятствующими проскальзыванию берегов трещины под действием первоначально приложенных к ним касательных напряжений. Проскальзывание происходит в результате приложения некоторого нормального к плоскости трещины растягивающего напряжения, играющего роль триггера.

Расчеты проводятся конечно-разностным методом с использованием полной системы механики деформируемого твердого тела с конечным пределом прочности.

В последнее время признается необходимость пространственно-временного подхода к процессу разрушения. Так, в работе [4] обобщены основные подходы к описанию разрушения, закрепившиеся к настоящему времени, приведены критерии разрушения, и делается вывод, что в общем случае неоднородного динамического процесса разрушения необходимо применять структурновременной критерий.

Нами используется критерий, предложенный в работе [5], полученный на основе принципа суммирования повреждаемостей:

$$\int_{t_0}^{t^*} (\sigma(t) - \sigma_0)^{\frac{1-n}{n}} dt = \tau_0 (\sigma_T - \sigma_0)^{\frac{1-n}{n}}.$$

Здесь σ_0 – напряжение, при превышении которого в среде происходят микроразрушения; $\sigma(t)$ – текущее значение одной из компонент тензора напряжений; σ_T – теоретическая прочность материала; τ_0 , n – константы численного эксперимента. Сам интеграл вычисляется только для тех значений $\sigma(t)$, которые превышают σ_0 . Для улучшения точности и придания естественного физического смысла сигналу целесообразно подсчитывать интеграл в нескольких расчетных ячейках, окружающих данную ячейку.

Расчеты и лабораторные данные показывают, что для однородной среды с идеализированной трещиной, имеющей гладкие берега, скорость распространения трещины при разрывных усилиях почти равномерна, годограф соответствующей сейсмограммы почти прямолинеен.

Иной результат получается, если при моделировании взять первоначальное нарушение сплошности среды, представляющее собой плоскую трещину, осложненную малоамплитудной прямоугольной ступенькой, препятствующей проскальзыванию берегов трещины под действием первоначально приложенных к ним касательных напряжений. Проскальзывание происходит в результате приложения некоторого нормального к плоскости трещины растягивающего напряжения, играющего совместно с касательными напряжениями роль триггера. Такая постановка задачи не является надуманной. Так, плиты движутся относительно друг друга, создавая значительные касательные и нормальные напряжения. Известно также, что поверхности, контактирующие при таком взаимодействии, не являются гладкими [2]. Кроме того, *in situ* наблюдаются значительные временные задержки между воздействием на берега разлома и достаточно сильной эмиссией после такого воздействие.

Проходящая волна (например, от произошедшего поблизости землетрясения или взрыва) раздвигает контактирующие поверхности трещины (разлома). Если амплитуда в волне такова, что раскрытие берегов трещины станет не меньше, чем размер ступеньки, то, в силу продолжающегося тангенциального деформирования среды, трещина не захлопнется обратно. Она останется раскрытой на величину ступеньки. Либо эта ступенька разрушится сразу (это тоже будет вариантом замедленного отклика разлома на внешнее воздействие), и тогда роста трещины в вершине не произойдет, либо этот механизм останется взведенным. Тогда в вершине разлома будут концентрироваться напряжения с последующим разрушением. Это разрушение произойдет ощутимо позже, чем воздействие.

Анализ процесса распространения трещины в случае фиксированного раскрытия ее берегов без дополнительного поступления растягивающих напряжений позволяет оценить скорость роста трещины. Прежде всего, процесс роста оказывается существенно неравномерным – наклоны годографов излученной при распространении трещины прямой волны меняются в несколько раз. Оценка скорости роста трещины показала, что при том, что в среде скорости продольной и поперечной волн составляют соответственно 4000 м/с и 2000 м/с, скорость роста трещины в этом случае является неравномерной, в среднем – 159 м/с, максимальная скорость – 435 м/с.

- 1. Гольдин С.В Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С 5–23.
- 2. Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 23–40.
- 3. Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород // Физическая мезомеханика. 1998. Т.1, № 2. С. 107–114.
- 4. Морозов Н.Ф., Петров Ю.В. «Квантовая» природа и двойственный характер динамики разрушения твердых тел // ДАН. 2002. Т. 382, № 2. С. 206–209.
- 5. Гриднева В.А., Корнеев А.И., Трушков В.Г. Численный расчет напряженного состояния и разрушения плиты конечной толщины при ударе бойками различной формы // Известия АН СССР. МТТ. № 1. С. 146–157.
ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕЙ СКОРОСТЕЙ И НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ АКТИВИЗАЦИИ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМУ В ОБЛАСТЯХ ГЛУБИННЫХ НАДВИГОВ (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

Исследование природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку глубины средней и нижней коры недоступны для прямых исследований. В этом отношении эродированные области коллизионных структур, характеризующиеся выходами на поверхность метаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур вплоть до нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли. Структуры с наблюдаемыми на поверхности породами нижней и средней коры найдены практически во всех частях мира: Лапландский гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Лимпопо в Южной Африке, зона Ивреа в Северной Италии, Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита, массив Масгрейв в Центральной Австралии, зона Капускейсинг Канадского щита и др.

Наиболее ярко выраженная особенность поясов тектонотермальной переработки заключается в их сходстве в глобальном масштабе [1, 2]. Исследования выявили следующие существенные черты, присущие коллизионным структурам.

1. Деформации древних метаморфических комплексов протекали в условиях значительного влияния гранулитового метаморфизма. Интенсивность деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ и проявляется крайне неравномерно.

2. В связи с большой величиной напряжений в результате деформаций возникали сильно сжатые складки, которые нарушались на следующих этапах системой разрывов.

3. В строении поясов тектонотермальной переработки доминирующую роль играет покровнонадвиговая тектоника и горизонтальные деформации в обстановке сжимающих напряжений. Господство обстановки стресса выражается на минеральном уровне в виде вытянутости зерен формирующихся минералов и переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в крутую субвертикальную [3, 4]. В результате происходит значительное латеральное сокращение коры и увеличение ее мощности.

4. Широкое развитие горизонтальных и наклонных движений блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима и теплового потока, что создает условия для частичного плавления и образования гранулитов.

Фундаментальными общими чертами строения глубинных надвиговых зон является присутствие метаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры большого числа различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом: надвиганием одного континентального блока на другой, сопровождающимся углублением коры. Процесс эрозии поднятых покровов приводит к обнажению на поверхности пород вплоть до нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг Провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1,9 млрд лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [5].

В предлагаемой работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и формировании поднятий при активизации движения по разлому в условиях реологически расслоенной литосферы [6, 7]. Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала. Эксперименты с моделями массивов, искус-

ственно составленными из блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что энергетически более выгодной является прямоугольная форма дробления материала, и в зоне локализации сдвиговой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального [8, 9]. Эти результаты использованы при постановке и решении задачи по изучению движения в виде надвига вдоль разлома. Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов уравнения движения и неразрывности для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии [10]:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0\\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases}$$
(1)

Здесь *P* – давление, **u** – вектор скорости, *р* – плотность, *µ* – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = const$), **g** – ускорение силы тяжести. Индексы i = 1, 2 соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии.

Тепловые расчеты были выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в полной производной по времени:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \qquad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами: *i* = 1 – нижней коре, *i* = 2 – верхней мантии, i = 3 – верхней коре. Система уравнений (1-2) вместе с граничными условиями решалась методом конечных элементов на деформируемой сетке [6, 7].

a



Последовательные стадии возможносценария формирования надвиговой го структуры показаны на рисунке, а. Горизонтальное сокращение верхней коры со скоростью 1 см/год в течение 4 млн лет при надвиге вдоль разлома под углом ~30° в условиях реологически расслоенной литосферы приводит к формированию корней коры протяженностью 100 км с максимальным углублением Мохо примерно на 10 км на момент завершения надвига (рисунок, б). Сформировавшаяся гравитационно неустойчивая структура после прекращения надвига (рисунок, в) стремится к состоянию литостатического равновесия со скоростью, определяемой значениями вязкости и скорости эрозии.



Поле скоростей (а) и деформация сетки: (б) в момент завершения надвига (u=1 см/год, t=3,9 млн лет), (в) – примерно 3 млн лет после окончания надвига. Жирная линия показывает положение границы Мохо.

Давления и сдвиговые напряжения возрастают в процессе горизонтального сокращения коры и появления дополнительной нагрузки над зоной надвига. Максимальные значения сдвиговых напряжений зависят от вязкости и скорости надвига и достигаются под начальной областью надвига, составляя 160 МПа для скорости сокращения коры *u*=2 см/год.

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

Литература

- Anhaeusser C.R. The evolusion of the early Precambrian crust of Southern Africa // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 1973. V. 273. P. 359–388.
- 2. Эз В.В. Роль эндогенных процессов в формировании структуры докембрийской коры континентов // Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 118–122.
- 3. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61–74.
- 4. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 157 с.
- Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and lokalized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249, № 3-4. P. 216–228.
- 6. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22–32.
- 7. Parphenuk O.I., Dechoux V. Mareschal J.-C. Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31, № 7. P. 1227–1234.
- Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л. Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. № 1. С. 12–24.
- 9. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
- 10. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос. изд-во техн.-теор. лит-ры, 1953. 788 с.

Ю.Л. Ребецкий, А.В. Михайлова, Л.А. Сим Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

СТРУКТУРЫ РАЗРУШЕНИЯ В ГЛУБИНЕ ЗОН СДВИГАНИЯ

С теоретических позиций вопрос о морфологии структур разрушения на глубине (их пространственная ориентация и тип смещений) зон горизонтального сдвигания актуален прежде всего потому, что при физическом эксперименте изучается только морфология трещин, выходящих на поверхность. Другим осложняющим моментом исследования является трудность выполнения при физическом эксперименте условий подобия по одному из важнейших типов воздействия на горные породы – гравитационным силам. Именно данные физических экспериментов для геологов и геофизиков служат основой при интерпретации структур разрушения, наблюдаемых в природных объектах. Если ранее подобные наблюдения геологами осуществлялись на дневной поверхности, что соответствовало наблюдениям на поверхности модели в экспериментах, то в настоящее время развитие геофизических методов позволило выделять и анализировать морфологию структур разрушения на глубине. Подобные структуры оказались в центре внимания поисковой геологии, так как выяснилось, что они контролируют локальное положение ловушек нефти и газа [1]. Именно важные практические следствия теоретического вопроса о морфологии структур разрушения в глубине привели к необходимости ревизии всех предыдущих исследований в этой области.

С этой целью нами был выполнен обзор научной литературы, в которой описывались постановка и результаты лабораторных экспериментов по формированию зоны скалывания (горизонтального сдвигания) в лабораторных моделях (физическое моделирование), и был проведен анализ результатов математического моделирования напряженно-деформированного состояния. Наш анализ условий выполнения физических экспериментов показал, что расчет коэффициентов подобия проводился, исходя из положения о подобии деформационных процессов на длительных временах. Это позволяло моделировать без применения центрифуг в условиях естественной силы тяжести. Однако на самом деле условия подобия следовало рассчитывать из подобия прочностных параметров, а это приводило к тому, что в проводившихся экспериментах сила тяжести должна быть в 3–4 раза больше естественной. Из указанного факта следовало, что в экспериментах на глинах сила тяжести была недооценена, т.е. она должна быть много большей. Самый простой теоретический анализ, проведенный нами для случая однородного нагружения, показал, что правильный учет гравитационных напряжений изменяет морфологию и кинематику образующихся разрывов. В этом случае предпочтительными могут явиться сбросо-сдвиги, а не чистые сдвиги.

Обычным в тектонофизическом эксперименте является ориентация на выполнение условий подобия структур пластического течения. Считается, что в природе и в модели характер взаимосвязи напряжений и скорости деформаций определяется законом вязкого течения:

$$\tau = \eta \, \dot{\mathcal{E}} \,, \tag{1}$$

откуда следует соотношение для коэффициентов подобия:

$$C_{\tau} = C_{\eta} / C_t \,. \tag{2}$$

Подставив в (2) $C_{\eta} = 10^{-14}$ (вязкость влажной глины – 10^7 Пз для скорости деформирования 10^{-3} сек⁻¹ [2], а пород осадочного чехла 10^{21} Пз для скорости деформирования 10^{-12} сек⁻¹) и $C_t = 10^{-9}$ (время эксперимента сутки, в природе – миллионы лет), находим $C_\tau \approx 10^{-5}$ ($C_v = C_L / C_t = 10^4$ – коэффициент подобия по скорости нагружения). Используя это значение коэффициента подобия по напряжениям и значения коэффициентов подобия по плотности и линейным размерам $C_{\rho} \approx 1$, $C_L = 10^{-5}$ – коэффициент подобия по линейным размерам (мощность модели – первые сантиметры, природы – первые километры), из выражения, следующего из уравнения равновесия, которое определяет взаимосвязь коэффициентов подобия

$$C_{\tau} = C_g C_{\rho} C_L, \tag{3}$$

находим, что коэффициент подобия по ускорению свободного падения C_g близок к единице. Подобное значение коэффициента подобия для ускорения свободного падения позволяет осуществлять тектонофизическое моделирование структур пластического течения в обычных условиях без применения центрифугирования. Если эксперимент нацелен на воспроизведение не просто мест появления природных разрывных нарушений, но и на анализ их морфологии, то C_{τ} следует оценивать из условия подобия предела хрупкой прочности или текучести

$$C_{\tau} = \tau^{i t a} / \tau^{i \delta e \delta} . \tag{4}$$

В горных породах предел хрупкой прочности пород осадочного чехла ($\tau^{i\partial\partial\partial}$) первые десятки кГ/см², для глин предел текучести (τ^{ila}) составляет первые Г/см², что дает значение коэффициента $C_{\tau} \approx 10^{-4}$. Подставляя его в (3), находим, что $C_g \approx 10$, т.е. в экспериментах на глинах, выполняющихся в обычных комнатных условиях, на один порядок занижается вклад в напряженное состояние массовых сил. Для удовлетворения условия подобия по гравитационным силам следует использовать центрифугирование [3]. Однако подобные эксперименты имеют своим ограничением размеры модели, они не превышают 5–10 см, что не позволяет рассчитывать на эту технологию для изучения неоднородного простого сдвига.

Задача изучения морфологических параметров хрупкого разрушения определяет необходимость выполнения подобия и для соотношения между девиаторными и полными напряжениями, наблюдаемыми в природных массивах и создаваемых в моделях. Это, в свою очередь, требует близости значений коэффициента Пуассона для модельного материала (влажные глины) и горных пород. Для осадочных пород изменение значений коэффициента Пуассона лежит в диапазоне от 0,25 до 0,4. Существуют определенные трудности при оценке этого коэффициента для влажных глин из-за низкого уровня деформаций в упругой области их деформирования. В силу большого процентного содержания воды можно ожидать, что коэффициент Пуассона влажных глин лишь немногим меньше 0,5, в отдельных случаях 0,4. Завышение значения коэффициента Пуассона в модели приводит к тому, что девиаторные напряжения, возникающие от действия только массовых сил [4], будут меньше, чем это требуется по условиям подобия. Это предопределяет завышение роли девиаторных напряжений, за создание которых ответственно внешнее нагружение.

Что произойдет, если в моделях, ориентированных на изучение закономерности и морфологии разрывообразования, не будет выполнено условие $C_g \approx 1$ и значения коэффициента Пуассона в модели будут существенно выше, чем в природном объекте, приближаясь к 0,5? В этом случае стандартное напряженное состояние, вызываемое только массовыми силами, будет близко к нулю, и их влияние на морфологические параметры хрупких разрывов будет практически нулевым. Наши оценки показывают, что в природных объектах до глубин в 2–3 км девиаторные напряжения, вызванные массовыми силами и стесненными условиями деформирования, могут достигать 100–200 кГ/см². Этот уровень девиаторных напряжений сопоставим с ожидаемыми напряжениями от внешних воздействий. Скорости деформаций 10⁻¹⁵–10⁻¹⁶, наблюдаемые по GPS данным, и вязкости пород осадочного чехла 10²²Па. С, отвечают напряжениям в 1–10 МПа (10–100 кГ/см²). Все вышерассмотренные обстоятельства показывают практически непреодолимые трудности, возникающие на пути физического моделирования структур разрушения с использованием влажных глин. Широкие возможности исследования закономерности поля напряжений и структур разрушения для различных механизмов деформирования пород осадочного чехла над активными разломами фундамента создает только математическое моделирование.

Исследования, выполненные в работах [5] на основе методов математического моделирования, показали, что для большинства моделей с формирующейся зоной локализации внешнее нагружение определяло неоднородность напряженного состояния не только по латерали, но и по глубине. Подобная неоднородность определяет изменение ориентации осей главных напряжений в объеме модели, что предопределяет смену типа напряженного состояния. В ряде экспериментов даже по наблюдениям за поверхностью модели было замечено наличие небольшой сбросовой компоненты у Rсдвигов и взбросовой у R'-сдвигов [6]. Эта кинематика структур разрушения соответствует прогнозируемой из математического моделирования. В работах [5, 7] было показано, что модель деформирования для нагружения, представленного на рис. 1, a, может быть асимптотически приближена бесконечным плоским слоем, лежащим в условиях полного слипания (сцепление без возможности проскальзывания) на двух полубесконечных жестких блоках (основание модели), которые горизонтально смещаются вдоль плоской границы их контакта, содержащей в себе ось z. Верхняя поверхность слоя свободна от нагружения, а на бесконечности напряжения, вызванные сдвиганием жестких блоков, нулевые. В такой модели в плоскостях, ориентированных перпендикулярно оси z, характер напряженного состояния один и тот же, а смещения w происходят параллельно оси сдвигания.



Рис. 1. Задача антиплоской деформации для слоя над смещающимися блоками основания: *a* – схема нагружения; *б* – траектории осей главных напряжений σ_1 и σ_3 (сплошные линии) внутри слоя (точки $D_b B_b$, где *i* = 1, 3 – точки входа и выхода осей из подошвы слоя, A_0 – точка пересечения траекторий с осевой плоскостью сдвига).

Решение поставленной задачи для линейно-упругой (вязкой) модели среды дает выражение для смещения вдоль оси z:

$$w = \frac{w_0}{\pi} \arctan \frac{sh(\pi x/2H)}{\sin(\pi y/2H)},$$
(5)

где w_0 – относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента), а H – мощность слоя. На рис. 1, *б*, представлен в трехмерном виде характер горизонтальных смещений вдоль оси *z* линий, лежащих на разных глубинах (вдоль оси *y*) вертикального сечения, проведенного поперек оси сдвига (штрихпунктирные линии на подошве и поверхности модели). Напряженное состояние, обусловленное только движениями блоков основания, определяется касательными напряжениями σ_{xz} и σ_{yz} :

$$\sigma_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\sin(\pi y/2H) ch(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)}, \ \sigma_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\cos(\pi y/2H) sh(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)},$$
(6)

где μ – модуль упругого сдвига. Представленные выше выражения определяют вклад в общее напряженное состояние участка коры от горизонтального сдвигания блоков его кристаллического фундамента. Помимо этих напряжений в породах будут также действовать напряжения, обусловленные массовыми силами. В системе координат рис. 1 эти напряжения, можно записать в следующем виде [8]:

$$\sigma_{yy} = -\rho g(H - y), \ \sigma_{xx} = \sigma_{zz} = -q\gamma(H - y), \tag{7}$$

где $\rho g -$ удельный вес материала слоя (плотность, умноженная на ускорение силы тяжести), а $q \le 1$ – коэффициент, определяющий степень развития пластических или катакластических (трещинных) деформаций. В случае чисто упругого состояния q = v/(1-v), а для стадии пластического (катакластического) течения, выравнивающего все нормальные напряжения, q = 1 [9].

Выражения (6) и (7) позволяют рассчитывать ориентацию главных осей тензора напряжений в слое, испытывающем воздействие от горизонтального сдвигания блоков фундамента и от собственного веса. В случае, когда массовые силы не создают девиаторных напряжений (q = 1), подошва слоя вблизи его контакта с движущимися подложками является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, которые здесь направлены вдоль оси сдвига: $\tau^{ss} = \sigma_{vz}$, $\sigma_{sz} = 0$. Это предопределяет ориентацию осей главных напряжений σ_1 и σ_3 под углом 45° к подошве фундамента, а оси σ_2 перпендикулярно осевой плоскости сдвига (параллельно оси x). Осевая плоскость сдвига также является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, здесь: $\tau^{ss} = \sigma_{xz}$, $\sigma_{vz} = 0$. Вдоль этой плоскости оси главных напряжений σ_1 и σ_3 наклонены к ней под углом 45°, а σ_2 здесь имеет вертикальную ориентацию. Оси σ_2 всегда лежат в плоскости xOy, фиксируя тем самым и возможные вариации двух других главных напряжений, а также положения площадок действия максимальных касательных напряжений. Траектории осей алгебраически максимального и минимального главного напряжения показаны на рис. 1, б. Оси этих напряжений, выходя под углом 45° из подошвы слоя (точки D_1 и D_3 соответственно для осей напряжений σ_1 и σ_3) по мере подъема к поверхности слоя, разворачиваются в сторону осевой плоскости сдвига. Эту плоскость они пересекают под углом 45° к оси z на высоте (точка A_{\circ}), отвечающей расстоянию выхода оси главного напряжения из подошвы слоя от осевой плоскости сдвига. Чем дальше отстоят точки D_1 и D_3 от этой плоскости, тем ближе к поверхности слоя точка А₀. После пересечения осевой плоскости траектории, закручиваясь, спускаются к подошве слоя, которую вновь пересекают под углом 45°. На поверхности такой тип траекторий главных напряжений асимптотически дает линии, под углом 45° секущие ось сдвига.

Данные об ориентации осей главных напряжений вместе с известными следствиями теории Кулона – Мора позволяют выполнить прогноз вторичных нарушений на поверхности и в глубине модели, если считать, что гравитационные силы не создают девиаторных напряжений. На рис. 2 приведены результаты прогнозного расчета ориентации плоскостей хрупкого скола для суммарного напряженного состояния, когда массовые силы на начальной стадии (до смещения блоков фундамента) создавали девиаторные напряжения. При расчетах величина бокового отпора q гравитационного напряженного состояния задавалась равной 0,8 от литостатического давления, а определяющие параметры задачи антиплоской деформации такие же, как и при расчетах, представленных на рис. 1, δ . Как видно из рис. 2, непосредственно на поверхности слоя ориентация простирания R- и R'-сколов такая же, как и в случае решения задачи о действии только напряжений, вызванных движениями блоков фундамента. Здесь влияние гравитационных напряжений практически отсутствует, а оси алгебраически минимального и максимального главных напряжений субгоризонтальны. Вблизи поверхности (z = 0,99 Н) уже на небольшом удалении от оси сдвигания (x = 0,1 Н) плоскости R-сколов погружаются к осевой плоскости сдвигания, а R'-сколов – от нее. При этом вдоль обоих типов сколов наблюдается очень небольшоя сбросовая компонента смещения.

С глубиной плоскости *R*- и *R*'-сколов разворачиваются, так что их простирания начинают постепенно сближаться, а угол погружения уменьшаться. Вблизи оси сдвигания на глубине y = 0,7 Н углы между простиранием этих сколов менее 20°, а ось максимального сжатия имеет угол погружения больше 70°. При этом резко растет величина сбросовой компоненты смещений и уменьшается величина сдвига. Для глубины y = 0,8 Н они практически равны друг другу, а на глубине y = 0,7 Н компонента сброса превышает 90 % от общего значения смещения бортов трещины. В средней по глубине части слоя простирания обеих систем сколов практически параллельны друг другу. Здесь влияние гравитационных напряжений на общее напряженное состояние максимально. Еще глубже, начиная с y = 0,3 Н, простирания плоскостей скалывания вновь начинают расходиться, меняется угол

погружения каждой из систем сколов, а ось максимального сжатия постепенно становится более пологой. Начиная с этих глубин вновь проявляется влияние напряжений, вызываемых горизонтальным движением блоков фундамента, которое резко ослабевает по мере удаления от осевой плоскости зоны сдвигания. Вблизи подошвы фундамента (y = 0,01 H) на очень небольшом удалении от оси сдвигания (y = 0,01 H) оси алгебраически максимального и минимального главных напряжений имеют углы погружения около 40° , а их простирания отклонены от оси сдвигания на углы менее 35° . Здесь напряженное состояние близко к взрезовому режиму [10]. Для этого состояния характерным является субвертикальная и субгоризонтальная ориентация плоскостей сколовых трещин, в нашем случае располагающихся вблизи оси сдвигания.



Рис. 2. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвигания (x = 0,1 H) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвигания (поднятое крыло скола обозначено +, а направление погружения плоскости – [⊥]) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил и горизонтального движения блоков основания.

Расчеты показывают, что для небольших глубин по мере удаления от оси сдвигания происходит разворот простирания плоскостей скалывания, они становятся субпараллельны друг другу. Таким образом, в плане трещины одной системы для обоих бортов зоны сдвигания принимают *S*образную форму. Этот разворот определяется уменьшением влияния на суммарное напряженное состояние напряжений, вызываемых смещением блоков основания (фундамента). В этом случае роль девиаторных напряжений от гравитационного напряженного состояния становится определяющей. Поскольку это состояние соответствует горизонтальному растяжению, то в этой части сколов относительно общей амплитуды увеличивается компонента сброса в смещениях его бортов. Гравитационному состоянию отвечает равенство главных напряжений, действующих в латеральном направлении. Вероятно, разворот простирания обеих систем прогнозируемых сколов до субортогонального к оси сдвига связан с точностью наших оценок, и его не надо воспринимать как твердо установленный.

Таким образом, при прогнозе структур разрушения участка осадочного чехла, подвергающегося сдвиговому режиму нагружения, следует выяснить специфику условий нагружения, разделяя сдвиг за счет движения боковых масс (неоднородный по латерали) и сдвиг за счет движения блоков фундамента (неоднородный по глубине). Условия внешнего нагружения предопределяют место локализации разрушений и кулисообразный характер разрывов в зоне сдвигания. Кинематика разрывов и их морфология зависят от сочетания напряженных состояний от внешнего условия нагружения и от внутренних – массовых сил. Поскольку по глубине эти факторы изменяют свою интенсивность неодинаково, то параметры разрывных нарушений по глубине разрезов должны изменяться. Учет этих положений важен для безопасной и эффективной эксплуатации месторождений.

Работа выполнена при поддержке программы № 6 ОНЗ РАН и РФФИ, гранты 09-05-00687, 09-05-01022, 07-05-00106.

Литература

- 1. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные движения фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–18.
- 2. Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры. Тарту. 1973. № 5. С. 589–594.
- 3. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
- 4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2008. 406 с.
- 5. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29–35.
- 6. Борняков С.А Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981. С. 26–44.
- 7. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41–57.
- Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой выработки // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.
- 9. Jager J.C. Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen & Co. LTD. 1962. 208 p.

10. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

В.А. Салтыков¹, А.В. Патонин²

¹ Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

² Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли РАН, Борок Ярославской обл., Россия

МОДЕЛИРОВАНИЕ И МОНИТОРИНГ ПРИЛИВНЫХ ЭФФЕКТОВ В СЕЙСМИЧНОСТИ

Излучение средой сейсмической энергии охватывает широкий диапазон энергии от акустической эмиссии до землетрясений. На таких разных масштабах обращают на себя внимание весьма схожие эффекты, позволяющие представить среду как сейсмически активный объект, обладающий схожими особенностями отклика на внешние воздействия.

В данной работе в качестве внешнего возбуждающего поля выступает земной прилив – процесс с хорошо изученными и прогнозируемыми характеристиками. В качестве ведомой системы рассматриваются ансамбли сейсмических излучателей различного масштабного уровня. Предполагается, что наиболее интенсивно реагируют на внешнее воздействие области среды, находящиеся в метастабильном состоянии, такими областями могут быть очаги готовящегося землетрясения и обширные приповерхностные зоны микротрещиноватости и дилатансии, которые гипотетически появляются в процессе формирования очага и простираются на значительные расстояния.

Приливные эффекты, отмеченные в натурных наблюдениях. По каталогам Камчатской региональной сети сейсмических станций и непрерывному ряду наблюдений за высокочастотным сейсмическим шумом (ВСШ, 1992–2008) показаны [2–4]:

1) существование землетрясений, значимо коррелируемых с основными волнами приливного гравитационного потенциала: $O_1, K_1, P_1, Q_1, M_2, S_2, N_2$;

2) наличие в рядах ВСШ вариаций с периодами этих приливных волн, что подтверждает синхронизацию микросейсмического излучения и приливного деформационного процесса;

3) изменчивость характера синхронизации во времени и пространстве, что говорит о сложном характере передающей функции и ее зависимости, в частности от напряженного состояния среды и процессов подготовки сильных землетрясений. Следует отметить, что наиболее ярко приливные эффекты в слабой сейсмичности и в ВСШ проявляются на этапе подготовки сильных землетрясений:

- слабые землетрясения, происходящие в будущей очаговой зоне готовящегося сильного землетрясения, синхронизированы с земными приливами в течение нескольких лет перед ним;

- огибающая ВСШ синхронизирована с земными приливами в течение 1–2 месяцев до сильного землетрясения. Мониторинг ВСШ в целях выявления предвестников сильных землетрясений обнаружил достаточно большое число проявлений такого эффекта.

Несмотря на различия в наблюдаемых приливных эффектах в ВСШ и в слабой сейсмичности, их общие черты (в частности, усиление эффекта перед сильным землетрясением) позволяют предполагать существование если не единого, то хотя бы с рядом общих черт механизма модуляции приливами. Проведение моделирования, как математического, так и физического, может существенно продвинуть нас в понимании природы наблюдаемых в природе эффектов.

Лабораторный эксперимент. В данной работе представлены результаты эксперимента по разрушению образцов горных пород в контролируемых лабораторных условиях (рисунок). Аналогом сейсмических событий выступают импульсы акустической эмиссии (АЕ). Приливы имитируются наложением слабых длиннопериодных вариаций на квазистационарную докритическую нагрузку. Амплитуда слабых вибраций должна быть много меньше среднего уровня квазистационарного напряжения.



Результаты лабораторных экспериментов.

A – схема деформирования образца (*точки*) – суперпозиция линейно растущей деформации и меандра с периодом 1 мин и двойной амплитудой A (*тонкая сплошная линия*); Б – временной ход осевой деформации образца (*серая линия*) и осевой нагрузки (*черная линия*); B – число импульсов AE в с.; Γ – параметр R и критическое значение $R_{cr}(0,01)$, рассчитанные в скользящем временном окне шириной 2 мин с шагом 1 мин. Разграничены пунктиром и пронумерованы римскими цифрами выделенные стадии синхронизации AE.

В 90-х годах в США [6] моделирование приливов было выполнено на высоком техническом уровне. Была подтверждена синхронизация интенсивности АЕ с внешним периодическим воздействием. Эффект такого воздействия хорошо проявлялся при больших (5–10 %) вариациях напряжений и деформаций [7]. Однако в природе реальный уровень изменений напряженного состояния намного ниже и составляет доли процентов. Поэтому одной из основных поставленных задач была задача изучения с помощью ультразвуковых методов влияния <u>слабого</u> модулирующего воздействия на деформируемую горную породу.

Лабораторное моделирование проведено в Геофизической обсерватории "Борок" ИФЗ РАН. В качестве основного инструмента использована программно-управляемая электрогидравлическая система INOVA [1]. Программа управления позволяет контролировать весь ход эксперимента в автоматическом режиме. Точность удержания заданных физических параметров системой INOVA, таких, как сила и перемещение, на порядок превосходит имеющиеся аналоги. Имеется возможность задавать практически любой режим испытаний, включая программируемое модулирующее воздействие.

В качестве основного режима был выбран режим осевой деформации с постоянной скоростью, равной 10⁻⁷ с⁻¹, на которую накладывалось модулирующее воздействие меандром заданной амплитуды и периодом 60 с. Минимальный шаг перемещения составляет 0,244 мкм, что соответствует деформации образца 4·10⁻⁶. Таким образом, соотношение между фоновой и периодической деформациями достигает трех порядков, что соответствует соотношению между максимальной тектонической и приливной деформациями. Во время проведения экспериментов создается база данных с результатами всех измерений (нагрузка, деформация, AE). По результатам обработки сигналов AE формируется каталог событий, где указано время события, его координаты, максимальная амплитуда.

В качестве основного исходного материала для проведения эксперимента использовался песчаник. Этот материал обладает слабовыраженной анизотропией и равномерной мелкозернистой структурой, что обеспечивает стабильный и интенсивный поток событий AE в процессе испытаний. Для проведения испытаний изготавливались цилиндрические образцы высотой 60 мм и диаметром 30 мм.

Было проведено четыре эксперимента с различными амплитудами моделирующего воздействия. Четыре варианта меандра деформации: двойная амплитуда $A = 0,4\cdot10^{-5}$; $0,8\cdot10^{-5}$; $1,6\cdot10^{-5}$; $3,3\cdot10^{-5}$. Во всех случаях деформирование образца продолжалось до его разрушения.

Результаты эксперимента. Для выявления эффекта модуляции AE периодическим воздействием применялась процедура, основанная на критерии равномерности Релея [5]. Подразумевается равномерность распределения импульсов AE на временном интервале, кратном периоду воздействия. Рассчитывался параметр R и его критическое значение R_{cr} для уровня значимости 0,01:

$$R = \sqrt{C^2 + S^2}$$
, $R_{cr} = \sqrt{4.61/N}$, где $C = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} \cos\left(2\pi \frac{t_i}{T}\right)$, $S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} \sin\left(2\pi \frac{t_i}{T}\right)$, t_i - время появле-

ния импульса AE, T – период меандра. При соблюдении условия $R > R_{cr}$ гипотеза о равномерности отвергается на уровне значимости 0,01, что служит аргументом при выявлении эффекта синхронизации. Из соотношения величин C и S можно определить преобладающую фазу внешнего воздействия, при которой активность AE максимальна.

На рисунке, Γ , видно, что в течение эксперимента наблюдается нестабильное соотношение R и R_{cr} : на начальном участке (I) можно говорить о синхронизации АЕ и периодического воздействия (на левом графике этот эффект более очевиден), затем на участке II (упругая деформация) синхронизация отсутствует и появляется снова на участках III (пластическая деформация) и IV (образование магистрального разрыва).

Фаза максимальной активности АЕ постоянна на интервалах I и III. Следует отметить, что во всех четырех экспериментах наблюдалось одинаковое различие между фазами в I и III интервалах.

Главным результатом проведенных экспериментов в настоящее время мы считаем обнаружение стадийности в акустическом отклике разрушаемого образца на слабое периодическое внешнее воздействие. Различные стадии связываются с различными состояниями образца в процессе разрушения. Полученные эффекты могут рассматриваться как аналоги эффектов приливной модуляции ВСШ и возникновения «приливных» землетрясений в очаговой зоне готовящегося сильного землетрясения.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (грант 08-05-00692-а).

Литература

- 1. Патонин А.В. Геофизический комплекс INOVA: методика и техника лабораторного эксперимента // Сейсмические приборы. 2006. Вып. 42. С. 23–30.
- 2. Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // ДАН. 1998. Т. 361, № 3. С. 402–404.
- 3. Салтыков В.А., Иванов В.В., Кугаенко Ю.А. Воздействие земных приливов на сейсмичность перед землетрясением 13 ноября 1993 года, Мw=7,0 (Камчатка) // Физика Земли. 2004. № 7. С. 25–34.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский. 2007. № 1, вып. 9. С. 37–50.
- 5. Чини Р.Ф. Статистические методы в геологии. М.: Мир, 1986. 189 с.

- Lockner D.A., Beeler N.M. Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes // Journal of Geophysical Research – Solid Earth. 1999. V. 104, N B9. doi: 10.1029/1999JB900205.
- Ponomarev A.V., Smirnov V.B., Stroganova S.M., Lockner D., Stanchits S. Oscillating loadinduced acoustic emission in laboratory experiment as a model of seismicity triggering // XXIV IUGG General Assembly. Perugia. Italy. July 3–13. 2007. Abstracts. SW006-6607.

Б.П. Сибиряков, Б.И. Прилоус

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ БЛОЧНЫХ СРЕД И НЕКОТОРЫЕ СЦЕНАРИИ РАЗВИТИЯ КАТАСТРОФ

Микронеоднородные среды с большой контрастностью компонент (перепад по физикомеханическим свойствам не в несколько раз, а на многие порядки) требуют либо решения краевых задач с граничными условиями на всей сложной поверхности пор, либо создания новых моделей континуума, где внутренняя геометрия была бы задана с самого начала. Не отрицая полезности первого подхода, все же следует сказать, что непосредственное интегрирование уравнений равновесия и движения сплошной среды на очень сложных поверхностях границ, помимо очевидных вычислительных трудностей, ставит перед нами весьма трудные, до сих пор не формализованные проблемы физической интерпретации результатов численного моделирования. Каждая краевая задача здесь является лишь одной из реализаций множества возможных структур с одними и теми же коллективными свойствами. Коллективные геометрические свойства описываются функционалами интегральной геометрии. Поэтому геометрические свойства сложных объектов остаются как бы за кадром, что осложняет физическую трактовку результатов численных исследований. Данная работа посвящена построению новой модели континуума, где интегральная геометрия порового пространства задана с самого начала.

Построение оператора сплошности. Как известно, в интегральной геометрии существует связь между удельной поверхностью образца σ_0 и средней длиной от поры до поры или от трещины до ближайшей трещины l_0 в виде [1]:

$$\sigma_0 l_0 = 4(1 - f). \tag{1}$$

где f – пористость. Оператор переноса поля из точки x в точку $x \pm l_0$ описывается известным выражением (2), подробно изложенным в работе [2]:

$$u(x \pm l_0) = u(x)e^{\pm l_0 D_x},$$
(2)

где $D_x = \partial / \partial x$ есть символическая переменная, так что экспонента существует в смысле Маслова [2], а ее формальное разложение в ряд соответствует формуле Лагранжа о конечном приращении. На рисунке изображена микроструктура, на которой отчетливо видно, что не всякий ее микрообъем является представительным.

Оператор переноса поля в центр некоторой сферы радиуса l_0 можно обобщить, следуя идее Маслова, таким образом

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi\pi} \int_0^{2\pi\pi} \exp[l_0(D_x \sin\theta\cos\varphi + D_y \sin\theta\sin\varphi + D_z \cos\theta)] \sin\theta d\theta d\varphi \,.$$
(3)

Таким образом, оператор переноса поля в центр выделенной сферы (структуры) есть функция символических переменных D_x , D_y , D_z , а также параметра l_0 , который есть средний линейный размер структуры, определяемый удельной поверхностью пор и трещин, в соответствии с выражением (1). Этот оператор ставит в соответствие реальному полю напряжений и деформаций некоторый непрерывный образ последних, по отношению к которому дифференциальные операции имеют обычный смысл. Его можно назвать оператором сплошности и применять основные законы сохранения к напряжениям, сглаженным, благодаря действию оператора P.

Существует известное равенство Пуассона [3]:

$$\int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\pi} f(\alpha Cos\theta + \beta Sin\theta Cos\varphi + \gamma Sin\theta Sin\varphi)Sin\theta d\theta d\varphi =$$

$$2\pi \int_{0}^{\pi} f(RCosp)Sinpdp = 2\pi \int_{-1}^{1} f(Rt)dt, R = \sqrt{\alpha^{2} + \beta^{2} + \gamma^{2}}.$$
(4)

С использованием (4) оператор переноса поля может быть переписан в несколько иной форме:

$$P(D_{x}, D_{y}, D_{z}; l_{0}) = \frac{1}{2} \int_{-1}^{1} \exp(l_{0} \sqrt{\Delta} \cdot t) dt = \int_{0}^{1} Ch(l_{0} \sqrt{\Delta} \cdot t) dt = \frac{Sh(l_{0} \sqrt{\Delta})}{l_{0} \sqrt{\Delta}} =$$

$$= E + \frac{l_{0}^{2} \Delta}{3!} + \frac{l_{0}^{4} \Delta \Delta}{5!} + \dots$$
(5)

Классическому континууму сплошной среды отвечает случай равенства нулю среднего размера структуры или обращению оператора *P* в единичный. Тем самым, классический континуум предполагает, что любые физические свойства в некоторой точке есть средние по объему некоторой сферы достаточно малого радиуса. Для континуума со структурой, очевидно, это не так.

Уравнение движения микронеоднородных сред. Уравнение движения микронеоднородной среды для напряжений, подвергнутых действию оператора *P*, практически такое же, что и для обычной ситуации для сплошной среды, а именно [1]:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} [P(\sigma_{ik})] = \rho \ddot{u}_i. \tag{6}$$

В одномерном случае уравнение (6) может быть записано в более простом виде:

$$u''(E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots) + k_s^2 u = 0,$$
(7)

где $k_S = \omega / v$ есть волновое число, характерное для обычных продольных или поперечных волн. Если искать решение этого уравнения в виде экспоненты:

$$u = A \exp(ikx),\tag{8}$$

то возникает дисперсионное уравнение относительно неизвестного волнового числа *k*, т.е. при заданной частоте относительно неизвестной скорости распространения волн, именно:

$$\frac{\sin(kl_0)}{kl_0} - \frac{k_s^2}{k^2} = 0.$$
⁽⁹⁾

Уравнение (9) содержит бесчисленное множество как вещественных, так и комплексных корней, причем при $l_0 \rightarrow 0$, очевидно, $k \rightarrow k_s$. Этот корень дает скорость обычных звуковых волн. Малые, но конечные значения l_0 приводят к тому, что отношение синуса к аргументу становится меньше единицы. Тем самым, скорость волн уменьшается при наличии конечных размеров структуры. Решением (9) также являются большие значения kl_0 , близкие к кратным числа π . Эти решения дают сверхмалые скорости волн, ничем снизу не ограниченные. Кроме того, при определенных значениях аргумента синус может принимать также отрицательные значения. Это значит, что среди решений уравнения (10) имеются комплексные значения волнового числа.

Комплексные корни дисперсионного уравнения связаны либо с затуханием волн, либо с неограниченным ростом амплитуд. Такие корни могут трактоваться как параметрические резонансы в средах со структурой, они отсутствуют в сплошных средах. Можно показать, что все решения известного уравнения Матье [4], которые описывают классические параметрические резонансы при колебаниях маятника с осциллирующей точкой подвеса, содержатся в решениях уравнения (7). Структура решений (7) та же самая, как и структура уравнения Матье. Поэтому неустойчивые решения (7) можно трактовать как параметрические резонансы.

Случайные структуры и роль дисперсии среднего размера структур в колебательных процессах. Если представить размер структуры как сумму постоянного значения l_{θ} и случайной величины ζ , то оператор сплошности принимает следующий вид:

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \exp[l_0(D_i n_i) + \xi(D_i n_i)] Sin\theta d\theta d\varphi.$$
(10)

Для случайной величины ξ , распределенной по нормальному закону с нулевым средним значением, имеет место соотношение [5]:

$$\langle \exp(\omega\xi) \rangle = \exp(\frac{1}{2}\sigma^2\omega^2),$$
 (11)

где ω – постоянное число. Значение σ^2 есть дисперсия случайной величины ξ . Однако в смысле Маслова существует также аналогичный символический интеграл, где роль постоянной ω играет символическая постоянная $l_0 D_i$, так что оператор P принимает вид:

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0, \sigma) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \exp[l_0(D_i n_i) + \frac{l_0^2 \sigma^2}{2} (D_i n_i)^2] Sin\theta d\theta d\varphi.$$
(12)

Если теперь искать решение уравнения (7) в виде суммы экспонент, то дисперсионное уравнение (9) несколько обобщается и принимает форму:

$$\frac{1}{kl_0} \int_0^{kl_0} Cos(x) \exp[-x^2 \sigma^2 / 2] dx = \frac{k_s^2}{k^2}.$$
(13)

Исследование корней уравнения (13) показывает, какова роль структурного хаоса [6] в развитии колебательных процессов. Для гамма-распределения случайных размеров мезоструктур дисперсионное уравнение (13) заменяется несколько иным уравнением:

$$\frac{Sinkl_0}{kl_0}e^{-ikl_0}(1-i\sigma^2kl_0)^{-1/\sigma^2} = \frac{k_s^2}{k^2}.$$
(14)

Роль внутреннего трения в развитии катастроф. Разломы как геодинамические машины, непрерывно создающие катастрофические процессы. Трение является до сих пор персоной нон грата в механике сплошных сред. Объясняется это тем, что природа сил трения такова, что она требует наличия трущихся поверхностей, которых в механике сплошной среды просто нет. Наличие удельной поверхности в континууме со структурой дает возможность построить достаточно естественную модель действия сил трения в блочной среде. В самом деле, поверхностная сила трения дается выражением $F_i = pp_n |Cos(\tau, x_i)| = p\sigma_{ik}n_in_k |Cos(\tau, x_k)|$, где p – коэффициент трения, а τ – касательное направление к нормали. Объемная сила трения, которая входит в закон сохранения импульса, есть просто произведение поверхностной силы на удельную поверхность. Кроме того, сила трения внутри тела совершенно не связана со средними напряжениями на структуре. Она определяется исключительно флуктуациями среднего поля, т.е. она целиком определяется разностью операторов *P-E*. Таким образом, в сплошной среде трение должно полностью отсутствовать, либо же для его введения требуются дополнительные (достаточно искусственные) построения. Простейшее уравнение движения с учетом сил трения имеет вид:

$$P[u_{xx}] + p\sigma_0(P - E)u_x = \frac{1}{V^2}\ddot{u}.$$
(15)

На рисунке представлены вещественные (ось x) и мнимые (ось y) части корней дисперсионного уравнения (15) как функции отношения размеров структуры к длине волны (ось z). Видно, что при малом трении и значительной дисперсии ($\sigma^2=0,3$) катастрофические процессы (положительные значения y) начинаются при очень низких частотах, связанных с колебаниями крупных блоков или Земли в целом. Однако при увеличении трения катастрофические сценарии возникают уже при более



высоких частотах. Поэтому процессы фильтрации флюидов, которые уменьшают коэффициент трения на порядок, являются, по-видимому, очень важными. В целом, геологические разломы как раз и являются такими объектами, которые обладают высокой дисперсией размеров структур или удельных поверхностей последних. Сочетание высокой дисперсии размеров структур разного масштаба с небольшими силами трения делает разлом геодинамической машиной, которая производит неустойчивости и катастрофы непрерывно.

Литература

- 1. Sibiriakov B.P. Supersonic and intersonic cracking in rock-like material under remote stresses // Theoretical and Applied Fracture Mechanics. 2002. Vol. 38, № 3, P. 255–265.
- 2. Маслов В.П. Операторные методы. М.: Наука, 1973. 544 с.
- 3. Градштейн И.С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Физматгиз, 1963. 1100 с.
- 4. Уиттекер Э.Т., Ватсон Дж. Курс современного анализа. Т. 2. М.: Физматгиз, 1963. 516 с.
- 5. Кляцкин В.И. Стохастические уравнения и волны в случайно-неоднородных средах. М.: Наука, 1980. 336 с.

6. Шустер Г. Детерминированный хаос. Введение. М.: Мир, 1988. 240 с.

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, Россия

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДЕФОРМАЦИИ ЗА ПРЕДЕЛОМ УПРУГОСТИ В ПЛОТНЫХ И ПОРИСТЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Под действием нагрузки за пределом упругости деформация в геосреде сопровождается различными явлениями. При растяжении быстро развиваются магистральные трещины. В условиях сдвига поведение становится более сложным, часто сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. В этом случае возможно образование крупных трещин, разломов, которым, как правило, предшествовало разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В случае плотной среды рост среднего давления влечет за собой увеличение эффективной прочности (рисунок). В высокопористой среде после достижения давлением некоторого уровня σ_0 (рисунок) прочность снижается, начинают разрушаться зерна, а поровое пространство сокращается. При больших давлениях в случае плотных сред возможен переход к дислокационному механизму пластичности.



Вид поверхности предельного состояния и характер процесса деформации за пределом упругости при различной пористости среды.

Состояние плотных геологических сред обычно характеризуют «кулоновскими напряжениями», которые отражают совокупный вклад в эффективную прочность когезии и внутреннего трения. Среда может быть неоднородной, ее различные области могут иметь разные значения сдвиговой прочности *c* и коэффициента внутреннего трения α . Поэтому состояние среды лучше отражает величина $C = (\tau - \alpha \sigma)/c$, которую по аналогии будем называть нормированным кулоновским напряжением. С учетом того, что в ходе деформирования свойства среды изменяются, имеет место упрочнение и деградация, такой параметр удобно использовать для изучения процесса при численном моделировании.

Неоднородная структура вещества, наличие блоков и нарушений приводят к сложному напряженному состоянию геологической среды. Например, при деформации в области, содержащей включения материала, механические свойства которого отличаются от свойств вмещающей среды, возможно возникновение зон действия растягивающих напряжений в условиях удаленного сдвига или неравноосного сжатия. Если среда находится в сильно сжатом состоянии, зоны действия таких напряжений будут малы либо возникнут лишь области «разрежения», в которых значение гидростатической части тензора напряжений будет пониженным. Поскольку эффективная прочность геосреды определяется кулоновскими напряжениями, такие зоны будут наиболее ослаблены, в них следует ожидать начала процесса разрушения. Однако в случае высокопористой среды разрушение будет инициировано в области, где величина давления выше, и сопровождаться уплотнением. Такой характер поведения может возникнуть в зоне разлома, где поврежденность существенно выше, чем в окружающей среде.

Еще одним моментом, характеризующим различие в поведении плотных и высокопористых сред при большом давлении, является ориентация полос локализации деформации. В плотных, а также в высокопористых материалах при давлении ниже порогового полосы локализации образуют угол менее 45° к оси наибольшего сжатия. В высокопористых средах при больших давлениях этот угол превышает 45°. Нередко плоскость локализованного уплотнения ориентирована ортогонально оси наибольшего сжатия. Таким образом, структура и ориентация разломов могут зависеть не только от направления главных напряжений, но также от величины среднего напряжения и пористости среды. Существование порогового напряжения в пористых средах, при котором начинается снижение эффективной прочности и дилатансия меняет знак, может проявиться на кривой зависимости прочности от глубины. Тогда на соответствующих глубинах будут наблюдаться участки расслоенного и уплотненного материала. Поэтому при изучении локализации деформации и разрушения в геологических средах важно принимать во внимание возможность развития разрушения в различных режимах.

Описание деформирования геосреды за пределом упругости осуществляют в рамках теории пластического течения. В пространстве напряжений возможное состояние среды ограничено предельной поверхностью (рисунок), внутренняя область которой соответствует упругости. При достижении этой поверхности начинается процесс пластической деформации, разрушения. Пластическая деформация определяется в соответствии с уравнениями предельной поверхности и пластического потенциала:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\rm p}) = 0,$$
 $g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\rm p}) = 0,$ $d\varepsilon_{ij}^{\rm p} = d\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ii}},$

где f — уравнение поверхности (функции) нагружения; g — пластический потенциал; $d\lambda$ — множитель, определяемый в ходе процесса деформации; ε_{ij}^{p} — компоненты пластической (неупругой) деформации. Предельная поверхность, представленная на рисунке, на интервале давлений $\sigma_{t} \leq \sigma \leq \sigma_{0}$ описывается уравнением

$$f_1(\sigma, \tau) = \tau - \alpha \sigma - c$$
, и при давлениях $\sigma > \sigma_0$ — уравнением

$$f_2(\sigma,\tau) = \frac{(\sigma - \sigma_0)^2}{a^2} + \frac{\tau^2}{b^2} - 1 = 0.$$

Уравнение пластического потенциала удобно записать в виде:

 $g(\sigma, \tau) = -\beta\sigma + \kappa\tau$, так что $\beta/\kappa = \Lambda$; $\beta = \sin\psi$; $\kappa = \cos\psi$.

где α — коэффициент внутреннего трения, *с* — сдвиговая прочность материала, $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ — среднее давление, $\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$ — второй инвариант девиатора напряжений. В ходе деформирования за пределом упругости поверхности предельного состояния и пластического потенциала изменяются. Поэтому все входящие в уравнения параметры являются функциями объемной и сдвиговой пластической деформации.

Данная модель построена на основе комбинированной поверхности предельного состояния, которая аналогична предельной поверхности в модели Ди Маджио–Сандлера. Предложенная модель позволяет рассматривать поведение материалов в широком диапазоне изменения параметров нагрузки, так как она объединяет основные достоинства модифицированных моделей Друккера–Прагера– Николаевского [1] и Рудницкого [2]. Для моделирования процесса деформации геосреды использован подход [3, 4, 6], который основан на решении уравнений динамики упругопластической среды по явной численной схеме [5]. Поведение среды описывалось в рамках модели, с учетом накопления повреждений, внутреннего трения и дилатансии любого знака, что позволяет описывать процессы как разрыхления, так и уплотнения в ходе неупругой деформации.

В работе рассмотрен ряд задач, иллюстрирующих влияние на характер процесса развития неупругой деформации в различных режимах, а также давления и сдвиговой прочности на локализацию деформации. Получено, что с глубиной и, как следствие, увеличением эффективной прочности среды расстояние между полосами локализованного сдвига увеличивается.

Для области Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. рассмотрено влияние Чаган-Узунского блока на место инициации и развитие разрыва. Показано, что в условиях сдвига фундамента вдоль существующего разлома возникает сдвиговая деформация, приводящая к повороту более жесткого блока среды. Такой характер деформации обеспечивает формирование зон повышенных и пониженных кулоновских напряжений. Инициация неупругой хрупкопластической деформации происходит в области с максимальными значениями этих напряжений, в данном случае в области пересечения с разломом. Проведенные расчеты показали, что характер и направление развития разрыва зависят от соотношения между величиной сцепления и прочностью, обусловленной трением в разломе. С учетом того, что в разломной зоне уровень поврежденности и пористости может быть достаточно высоким, получено, что местом инициации разрыва может стать область разлома, где кулоновские напряжения имеют наименьшее значение. Очевидно, что в реальной ситуации более вероятным будет реализация различных условий инициации и распространения разрыва. В ходе развития смещений в разломе возможна и смена знака дилатансии в соответствии с чередованием механизмов разрыхления и уплотнения среды.

Рассмотрен процесс деформирования области, содержащей наклонное нарушение с высокой пористостью. В условиях неравноосного сжатия от вершин нарушения развиваются полосы локализации, или трещины. Развитие сдвиговой деформации в зоне нарушения сопровождается разрыхлением среды. С ростом пористости снижается пороговое значение давления, соответствующее смене режима деформирования с разрыхления на уплотнение. После достижения порогового значения давления сдвиговая прочность в нарушении снижается, соответственно облегчается смещение стенок нарушения, что приводит к дальнейшему распространению ветвей локализованной деформации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №07-05-00274-а), интеграционного проекта СО РАН № 114, проекта программы фундаментальных исследований Президиума РАН 16.8.

Литература

- 1. Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.
- Grueschow E., Rudnicki J.W. Elliptic yield cap constitutive modeling for high porosity sandstone // Int. J. Solids Struct. 2005. V. 42. P. 4574–4587.
- 3. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
- 4. Стефанов Ю.П. Численное моделирование деформирования и разрушения горных пород на примере расчета поведения образцов песчаника // ФТПРПИ. 2008. № 1. С. 73–83.
- 5. Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир, 1967. С. 212–263.
- 6. Стефанов Ю.П. Об инициации и распространении разрывов в разломной зоне // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 94–100.

М.К. Турапов

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз., Ташкент, Узбекистан

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗА ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С 1965 г. в Среднеазиатском институте геологии и минерального сырья (ныне это институт минеральных ресурсов) функционирует лаборатория тектонофизических методов исследований по моделированию структур рудных полей и месторождений для целей поисков и прогноза эндогенного оруденения.

К настоящему времени изучены тектонофизические особенности формирования и размещения эндогенного оруденения в Чаткало-Кураминском, Центрально-Кызылкумском регионах. Основные объекты исследований – золоторудные, свинцово-цинковые и медные месторождения.

Экспериментам предшествует анализ материалов по геологическим, тектоническим, геофизическим, геолого-структурным исследованиям, проведенным на изучаемой площади. При необходимости в анализ вовлекаются материалы по дешифрированию аэрокосмоснимков, геохимическим методам исследований. В обязательном порядке изучаются данные по закономерностям формирования и размещения эндогенного оруденения. Все эти работы направлены на выделение основных структур, которые непосредственно влияли на развитие рудного процесса, выступая при этом в роли рудовыводящих, рудораспределяющих или рудовмещающих элементов участка проявления рудной минерализации. В основе такой типизации лежит ранжирование всех структур изучаемой площади по времени их образования. При этом все пострудные структуры выводятся из последующих анализов и не участвуют в экспериментах. Для каждого изучаемого объекта подготавливаются как минимум две структурно-тектонические основы его моделей: первая отражает тектонику дорудного этапа, вторая – рудного этапа. Эксперименты проводятся на вертикальной установке, с рабочей площадью рамы модели 1 х 1 м.

В основе экспериментов лежат пять принципов тектонофизического моделирования, разработанные М.В. Гзовским [1]: подобия, селективности, сепарации, аппроксимации и статистического анализа. Модели изготавливаются из глицерин-желатиновой смеси по рецептуре Д.Н. Осокиной [2].

Перед непосредственным моделированием структур изучаемого рудного поля или месторождения определяется его тектонофизическая позиция в полях тектонических напряжений (более высокого ранга) – в рудных районах, регионах. Следовательно, моделированию структур изучаемого объекта предшествует моделирование структур региона и рудного района, куда входит объект.

Так как среднеазиатские рудные месторождения в своем формировании связаны исключительно с разрывной и пликативной тектоникой, а пространственное размещение – в подавляющем случае с разломами, моделированию подвергаются именно разрывные структуры. В зависимости от влияния тектонических элементов на пространственное размещение рудного объекта, моделированию могут подвергнуться и более крупные тектонические структуры – горст-грабены (Гузаксайский в Чадакском рудном поле), вулкано-структуры (Лашкерекский, Кочбулакский и другие вулканы) и региональные разломы.

Для моделирования при наличии интрузивного образования на площади объекта изучения, подбирается такой состав глицерин-желатиновой смеси, который по физико-механическим параметрам будет подобен природному образованию.

Многолетний опыт работ по изучению тектонофизических особенностей в целом рудоносных площадей, их структур, взаимоотношений тектонической напряженности с процессами рудообразований позволил установить определенные принципы, которые выражаются в следующем:

- при составлении структурно-тектонических основ модели необходимо конкретно разделить структуры на дорудные и рудные, выделить рудоконтролирующие разломы;

- так как Чаткало-Кураминский регион характеризуется блоковым строением, горизонтальные усилия сжатия являются изменчивыми. Учитывая это, необходимо определить план тектонической деформации тектонического блока и другой крупной структуры, в пределах которой находится изучаемый объект. Порой приходится приложить к модели дополнительные усилия, чтобы достичь такого же эффекта по разломам, который наблюдается в природе;

- важное место в экспериментах занимает вопрос о тектонической активности разломов. Степень активности разломов определяется их положением в общей структурной схеме рудного поля или месторождения; пространственным положением их по отношению к направлению горизонтальных усилий сжатия; взаимоотношением с другими структурами;

- особое внимание уделяется морфологии разломов, которая способствует локальному изучению деформации в околоразломном пространстве, что отражается на характере распределения тектонического напряжения и тектонической активности;

- для целей прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых осуществляется комплексный анализ геолого-структурных данных, результатов экспериментальных работ, материалов по дешифрированию аэрокосмоснимков, по металлогеническим особенностям и геофизическим исследованиям изучаемой площади.

Конечным результатом этих исследований является прогнозная карта с выделением тектонофизических позиций, благоприятных для обнаружения новых рудных скоплений. Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

2. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомодельные оптическо-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.

Н.С. Фролова, М.А. Гончаров, Н.В. Короновский Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

РОЛЬ СКАШИВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПАРАЛЛЕЛЬНО ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ НАД СДВИГОВЫМИ РАЗЛОМАМИ В ФУНДАМЕНТЕ

В связи с огромной ролью сдвигов как в теоретическом, так и в практическом аспекте, они, начиная с 30-х годов прошлого столетия, были экспериментально изучены многими исследователями [1, 4, 7 и мн. др.]. Возникающие в опытах структурные парагенезы, когда более, когда менее, успешно сопоставлялись с природными. Однако в связи с развитием методов сейсморазведки 3D, позволяющей увидеть детальную геометрию структур на глубине, появились данные, которые не согласуются с результатами моделирования. Из этого следует, что какие-то важные факторы в таких моделях не учитываются. Мы рассмотрим это противоречие на примере одной из нефтегазоносных структур Западной Сибири и покажем возможный путь выхода из него.

Структуры, возникающие в чехле над сдвиговым разломом фундамента, – зоны сдвига Риделя (Riedel shear zones [например, 8]) – моделировались чаще всего, в том числе и в лаборатории тектонофизики и геотектоники им. В.В. Белоусова МГУ. Для дальнейшего изложения важно, что на <u>ранних стадиях</u> развития этих зон (рисунок, *a*) доминируют *R*-сколы, которые: (a) расположены эшелонированно и симметрично относительно линии проекции разлома на поверхность; (б) пересекают ось сдвиговой зоны под углом в среднем 15°; (в) вертикальны в своей центральной части, а на флангах падают под крутыми углами навстречу друг другу. В разрезе, проведенном поперек смежных сколов, наблюдается "структура цветка"; (д) в обстановке дополнительного сжатия, перпендикулярного сдвиговому разлому (транспрессия), углы между направлением сдвига и *R*-сколами увеличиваются. Над разломом возникает поднятие, выраженное в рельефе и сопровождающееся взбросами и надвигами [6]; (е) в обстановке сочетания сдвига с растяжением, перпендикулярным его направлению (транстенсия), углы *R*-сколов с осью сдвига уменьшаются, в рельефе образуются впадины, находящиеся в парагенезе со сбросами [5].

В осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты сейсморазведкой 3D выявлены линейные в плане эшелонированные системы малоамплитудных сбросов. Имеются основания полагать [2], что они связаны с происходившими в новейшее время сдвигами вдоль разломов в фундаменте. На детально изученной площади Еты-Пуровского вала имеется несколько таких систем, которые обладают следующими особенностями: (а) в большинстве случаев отдельные сбросы не образуют единого разрыва, пересекающего ось системы; (б) средние величины углов между простиранием этой оси и простиранием самих сбросов составляют около 30° в самой нижней части разреза чехла и увеличиваются до 50° в его средней и верхней частях; (в) по разные стороны от осей эшелонированных систем сместители сбросов падают в противоположных направлениях под средними углами 50–60°, реже больше, и нигде не имеют субвертикального залегания; (г) границы слоев полого падают в направлении, противоположном падению сместителей сбросов; (д) амплитуда сбросов и угол падения слоев максимальны в средней части разреза и убывают как вниз, так и вверх; (е) разрывы сходятся к фундаменту, образуя "структуру цветка", а слои обрисовывают антиформу с "просевшим" по сбросам сводом. Перечисленные особенности структуры в схематичном виде отражены на рисунке, e.

С большой долей вероятности можно считать, что эшелонированные системы разрывов в чехле образовались при небольшой амплитуде сдвигов по разломам в фундаменте [2], а сами разрывы являются *R*-сколами, сдвиговая составляющая которых не выявляется методом сейсморазведки. Между тем, описанная структура сильно отличается от полученной в экспериментах: (а) разрывы чехла не пересекают ось зоны сдвига; (б) угол между простиранием сместителей разрывов и сдвигом в фундаменте слишком велик для сдвиговой зоны Риделя (рисунок, *a*), однако сбросовая кинематика разрывов не позволяет предполагать режим транспрессии; (в) в любых разрезах отсутствуют вертикальные и крутые углы наклона сместителей разрывов; (г) нетипичным является сочетание антиформных поднятий со сбросами. Таким образом, структурный парагенез Еты-Пуровского вала не мог сформироваться в поле напряжений сдвиговой зоны Риделя, а также зон транспрессии или транстенсии.



Сколы Риделя в эксперименте и природе.

a – зона сдвига Риделя. Схема экспериментов и вертикальные разрезы: ББ' – через центральную часть R-скола; АА' – два примера разрезов, проведенных через фланги R-сколов (справа – по [7]); δ – схема эксперимента по воспроизведению горизонтального скашивания. Верхняя пластина закреплена, а нижняя смещается. Слева – ориентировка R-сколов в плане; ϵ – схематическая морфология и кинематика одной их зон сдвига Еты-Пуровского вала. Слева – обобщенная структурная схема по кровле одного из горизонтов осадочного чехла, справа – вертикальные разрезы.

1 – эквивалентный материал; 2 – жесткие пластины; 3 – R-сколы в эксперименте; 4 – направление смещения жестких блоков; 5 – линии разрезов; 6 – сбросо-сдвиги: а – в плане, б – на разрезах; 7 – элементы залегания кровли горизонта; 8 – граница смены направления падения сместителей сбросо-сдвигов, расположенная над сдвиговым разломом в фундаменте; 9 – направление смещения по сбросо-сдвигам на разрезе; 10 – фундаменте; 11 – сдвиговый разлом в фундаменте; 12 – слои в осадочном чехле; 13 – направление вращения слоев. Более темным тоном обозначен чехол на северо-восточном крыле правостороннего сдвигового разлома фундамента, движущемся в плане к юго-востоку, а на разрезе ДД' – в сторону наблюдателя (знак "плюс" в кружке). Более светлым тоном обозначен чехол на юго-западном крыле разлома, движущемся в плане к северо-западу, а на разрезе ДД' – в сторону от наблюдателя (знак "минус" в кружке).

Причина несовпадения природных и экспериментальных данных заключается, по нашему мнению, в том, что в опытах "чехол" не оказывает значительного сопротивления сдвиганию пластин жесткого "фундамента", поскольку имеет те же размеры и перемещается вместе с ними. Такое поведение чехла следует и из нашего анализа формулы (1) теоретической модели [3, с. 118], в которой чехол представлен бесконечным плоским слоем. В природе сдвиговые разломы фундамента имеют конечную длину, а чехол действительно "бесконечен". Он имеет большую мощность (на Еты-Пуровском валу до 4,5 км), его подошва испытывает большую литостатическую нагрузку, и сила трения на границе чехла с фундаментом значительна. Из всего этого следует, что чехол сопротивляется сдвиганию фундамента, который перемещается под неподвижным чехлом, будучи сцепленным с ним. Нетрудно видеть, что в этой ситуации возникает напряженное состояние простого сдвига с вертикальной ориентировкой плоскости, в которой располагаются оси максимального сжатия и растяжения. Эту обстановку можно назвать горизонтальным скашиванием, и в ней должны формироваться R-сколы в виде весьма пологих сбросов с углами падения сместителя около 15°, что и было получено в экспериментах (рисунок, δ).

Мы полагаем, что в природе происходит интерференция напряжений, возникающих в чехле вследствие сдвига вдоль вертикального разлома в фундаменте (поле напряжений сдвиговой зоны Риделя, рисунок, a), и напряжений, возникающих из-за сопротивления чехла (поле напряжений горизонтального скашивания, рисунок, δ), при этом возникает промежуточное поле напряжений. В первом приближении можно считать, что азимуты и углы падения формирующихся в этом поле сколов Риделя также имеют промежуточные значения. Именно такие углы и зафиксированы в районе Еты-Пуровского вала (рисунок, b). Становится понятным и наличие сбросовой составляющей R-сколов.

Поскольку амплитуда сбросов, по геофизическим данным, уменьшается до нуля как в нижней, так и верхней части разреза, а рельеф дневной поверхности остается плоским, смещения по сбросам неизбежно должны сопровождаться перекашиванием слоев, причем этот перекос максимален в средней части чехла (рисунок, e, разрез ГГ'). Поскольку по разные стороны сдвига блоки фундамента движутся в противоположных направлениях, геометрическая форма структуры в одном крыле сдвига является симметричным (относительно вертикальной оси) отражением таковой в другом. Это приводит к тому, что в разрезе, проведенном вкрест простирания сбросов (рисунок, e, разрез ДД'), имеет место антиформа.

Мы считаем, что к известным типам комбинированных геодинамических обстановок, таким, как транспрессия и транстенсия, следует добавить сочетание обстановки, характерной для сдвиговой зоны Риделя, с обстановкой горизонтального скашивания. Именно в этой обстановке сформировался необычный сдвиговый парагенез Еты-Пуровского вала. Сопротивление чехла сдвиговым перемещениям в фундаменте и вызванные этим напряжения следует учитывать и в других районах.

Литература

- 1. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. С. 26–44.
- 2. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–11.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвигания. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд-во ИФЗ, 2008. С. 103–140.
- 4. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Dooley T., McClay K. Analog modeling of pull-apart basins // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1997. Vol. 81, N 11. P. 1804–1826.
- McClay K., Bonora M. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 2001. Vol. 85, N 2. P. 233–260.
- Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // Jour. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 737–752.
- 8. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 100. P. 1666-1703.

Л.А. Хамидов Институт сейсмологии (ИС) АН РУз, Ташкент, Узбекистан

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ КАРЖАНТАУСКОГО РАЗЛОМА (ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Геомеханическое моделирование сейсмотектонического процесса даже в простейших физических и геометрических связях между деформациями, смещениями и напряжениями составляет серьезные математические трудности, обусловленные решением системы сингулярных интегральных уравнений. Если учесть, что сейсмотектонические процессы происходят там, где достаточно деформации, то очевидно, что концентраторы типа разрывов в земной коре служат источником наиболее значительного изменения силового поля. В этом смысле тектонофизическая задача оценки местных деформаций вдоль разломов заменяется физико-механической задачей о локализации местных напряжения вблизи разломов. В данной работе решается квазистатическая задача концентрации напряжений в геологической среде – в слоистом плоскодеформированном полупространстве с внутренними произвольно расположенными неоднородностями типа включений, трещин отрыва или сдвига и физической щели. Они образуют низкоскоростные зоны с менее плотным заполнителем (элемент наличия разломных зон), находящимся в поле действующих упругих (сжимающих или сдвиговых) сил. Математическая постановка задачи при этом будет следующая: жесткое упругое полупространство с напластованными сверху более мягкими плоскопараллельными слоями, ослабленными несколькими неортогональными (в частном случае ортогональными) цилиндрическими неоднородностями большой протяженности, которые испытывают на всем протяжении продольный сдвиг, а также на бесконечности однородное сжатие. Выбрав центр декартовых координат так, чтобы одна ось была направлена по оси концентратора, а остальные – по условиям выбора правой системы, придем к статической задаче для уравнения равновесия Ляме:

 $(\lambda + \mu)$ grad(divW)+ $(\lambda + 2\mu) \nabla^2 W=0$,

где $W\{u,v,w\}$: u=u(x,y,z); v=v(x,y,z); w=w(x,y,z) – компоненты перемещений; λ, μ – упругие постоянные; с условиями на границе: $\sigma^{(l)}_{nn} = \sigma^{(l+1)}_{nn}$; $W_1^l = W_2^l$; $\sigma^{(l)}_{ns} = \sigma^{(l+1)}_{ns}$ – для сочетания и участков групп пассивных концентраторов; $\sigma^{(l)}_{nn} = \sigma^{(l+1)}_{nn}$; $W_1^l = W_2^l$; $\sigma^{(l)}_{nn} = k\sigma^{(l)}_{ns}$ – для сочетания и участков групп активных концентраторов. Здесь $\sigma^{(l)}_{jj}$ – jj-тые компоненты напряжений в *i*-том концентраторе; k – коэффициент Кулона (трение покоя) [1], $\sigma_{nn} = 0$; $\sigma_{ns} = 0$ – на свободной поверхности и $\varepsilon_{xx/x \to \infty} = \varepsilon_0$. Основное напряжение состояние будет в области без концентратора, тогда дополнительные (местные) напряжения появляются за счет наличия нескольких разрывов: $\sigma_{pq} = \sigma^0_{pq} + \sigma^*_{pq} + \sigma^{**}_{pq}$; $p \sim q \sim (1, 2, 3, ...)$. Нами рассмотрен случай, когда включение, имеющее форму эллиптического цилиндра, повернуто на угол в пределах $40^{<} \propto <85^{\circ}$ относительно центральной оси концентраторов. Для решения задачи использован метод «источников» и «стоков» с тензором Миндлина. Данный тензор является фундаментальным решением трехмерного уравнения равновесия, когда внутри полупространства действует сосредоточенная сила. Для стандартного использования данного тензора введены определенные обозначения и дальнейшими выкладками раскрыты все его разложения. Вывод всех разложений тензора, когда включение имеет форму узкого параллелепипеда и расположено строго вертикально, выведено в работах И.П. Добровольского [2]. В общем случае перемещение, построенное на основе тензора Миндлина, имеет вид:

$$\begin{split} u_{11}^{c} &= K_{d} \Bigg[\frac{8(1-\nu)^{2} - (3-4\nu)}{R} + \frac{(3-4\nu)r_{1}^{2} - 2c\overline{x}}{R^{3}} + \frac{6c\overline{x}r_{1}^{2}}{R^{5}} \Bigg]; \qquad u_{13}^{c} = \frac{r_{3}}{r_{2}} u_{12}^{c}; \\ u_{12}^{c} &= K_{d}r_{2} \Bigg[\frac{(3-4\nu)}{R^{3}} - \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R(R+R_{1})} + \frac{6c\overline{x}R_{1}}{R^{5}} \Bigg]; \quad u_{23}^{c} &= K_{d}r_{2}r_{3} \Bigg[\frac{3-4\nu}{R^{3}} - \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R(R+R_{1})^{2}} - \frac{6c\overline{x}}{R^{5}} \Bigg]; \\ u_{21}^{c} &= K_{d}r_{2} \Bigg[\frac{(3-4\nu)r_{1}}{R^{3}} + \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R(R+R_{1})} - \frac{6c\overline{x}R_{1}}{R^{5}} \Bigg]; \quad u_{31}^{c} &= \frac{r_{3}}{r_{2}} u_{21}^{c}; \quad u_{31}^{c} &= u_{23}^{c}; \\ u_{22}^{c} &= K_{d} \Bigg[\frac{1}{R} + \frac{(3-4\nu)r_{2}^{2}}{R^{3}} + \frac{2c\overline{x}}{R^{3}} \Bigg(1 - \frac{3r_{2}^{2}}{R^{2}} \Bigg) + \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R+R_{1}} \Bigg(1 - \frac{r_{2}^{2}}{R(R+R_{1})} \Bigg) \Bigg]; \\ u_{31}^{c} &= K_{d} \Bigg[\frac{1}{R} + \frac{(3-4\nu)r_{3}^{2}}{R^{3}} + \frac{2c\overline{x}}{R^{3}} \Bigg(1 - \frac{3r_{3}^{2}}{R^{2}} \Bigg) + \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R+R_{1}} \Bigg(1 - \frac{r_{3}^{2}}{R(R+R_{1})} \Bigg) \Bigg]; \\ r_{1}\pi e i = 1,2,3; \quad R = (R_{i}R_{i})^{1/2}; \quad r_{i} = x_{i}(x) - x_{i}(\xi); \quad R_{i} = x_{i}(x) - x_{i}(\xi'); \\ c = x_{1}(\xi) \ge 0; \quad \overline{x} = x_{1}(x) \ge 0; \quad K_{d} = \frac{1}{16\pi(1-\nu)G}; \end{split}$$

Произведены необходимые замены переменных на безразмерные для упрощения дальнейших выкладок. Все параметры в вышеизложенном выражении зависят от размеров концентратора (активного или пассивного разлома) и от его формы. Это обстоятельство позволило переходить к геомеханическим расчетам. Основной характерной величиной изменения дополнительного силового поля в зоне активного разлома является падение напряжений [3] или сброс напряжений [4] в очагах землетрясения, т.е. в зоне разгрузки она является статически избытком напряжений, а в зоне нагрузки – стоком дополнительных внутренних усилий. На примере анализа сейсмотектонических условий орогенной части Восточного Узбекистана рассмотрены условия концентрации напряжений в конкретных разрывных тектонических структурах. Наиболее информативной для проведения корректных оценок выбрана Каржантауская флексурно-разрывная зона, вдоль простирания которой за 50 лет происходили Бручмуллинское 1959 г. (М=5,8); Ташкентское 1966 г. (М=5,3); Тавксайское 1977 г. (M=5,0); Назарбекское 1980 г. (M=5,2) и Ташкентское 2008 г. (M=4,8) землетрясения. Для этих зон собраны исходные геолого-геофизические данные о проведенных специальных сейсмотектонических и тектонофизических исследованиях, наиболее соответствующие построенным геомеханическим моделям [5, 6]. В таблице показаны результаты расчета деформации и значения избыточных напряжений для крупных землетрясений Узбекистана. Результаты, представленные на рисунке, основаны на сейсмических данных по сбросам напряжений, рассчитанных согласно таблице, и активности разломов в современную эпоху. Когда в локальном участке появляются избыточные напряжения, при медленном росте деформаций в пределах от 2-3х10⁻¹² 1/год вероятность выхода критических значений на пределы $1-2 \times 10^{-4}$, особенно на больших масштабах и в интрузивных породах, достаточно высока. Может получиться так, что даже в пределах бесконечно малых деформаций, в предварительно нагруженной среде, напряжения достигнут больших значений. При этом среда не разрушается, хотя при подобных нагрузках в лабораторных испытаниях эти напряжения могли бы быть запредельными.

Избыточные напряжения и деформации для сильных землетрясений в области влияния Каржантауской
флексуры Чаткаль-Кураминской горной зоны (Восточный Узбекистан)

Бручмулла 1959 г. М= 5,8;	Ташкент 1966 г. М= 5,3;	Таваксай 1977 г. М= 5,0;	Назарбек 1980 г. М=5,2;	Таваксай 1977 г. M= 5,0;
Н= 15 км	H= 8 км	Н= 15 км	H= 10 км	H= 15 км
$\epsilon_0 = 4,6 \text{ x} 10^{-4}$	$\epsilon_0 = 1.9 \text{ x} 10^{-4}$	$\epsilon_0 = 1,1 \text{ x} 10^{-4}$	$\epsilon_0 = 1.9 \text{ x} 10^{-4}$	$\epsilon_0 = 1,1 \text{ x} 10^{-4}$
87,1 МПа	50,5 MПa	38,5 МПа	45,95 МПа	33,7 МПа

На рисунке стрелки показывают, что ориентация максимального напряжения в этом участке является север-северо-западной. В обширных районах вне зоны разломов и, в частности, в больших участках к востоку от Кумбельского, Угамского, Пскомского разломов (пересекающих Каржантаускую флексуру) доминирующая ориентация напряжений северо-западная. В зоне разломов, расположенных субпараллельно к Угамскому и Пскомскому хребтам, наблюдаются большие изменения ориентации главного напряжения (одновременно и их значений). В северо-западной зоне Каржантауского ФРЗ ориентация максимального главного напряжения – от северо-восточного до северсеверо-восточной; в юго-восточной зоне разломов – северо-западное направление. Это показывает, что зоны разломов вдоль северо-западного простирания характеризуются перемещением с левым сдвигом, а зоны разломов северо-восточного простирания – перемещением с левым сдвиго-сбросом. Этим, видимо, и объясняется, почему зоны разломов, пересекающих Каржантауский разлом (рисунок), подвергались сжатию и правостороннему сдвигу с возможным взбросом. Например, механизмы очагов Ташкентского 1966 г., Таваксайского 1977 г. и Назарбекского 1980 г. землетрясений (с М>5), очаги которых расположены вблизи флексуры Каржантауского разлома, согласно [7] определены как взбросовые (близко к правостороннему сдвигу). Вблизи зоны слияния разломов наблюдаются большие изменения деформаций, а также ориентации и значений главного напряжения. Видимо, напряжения сдвига Каржантауской ФРЗ связаны с влиянием тектонической структуры Кумбель-Угамской разломной зоны [8]. Кроме того, большинство районов в области влияния Кумбель-Угамской разломной зоны и с большим значением касательного напряжения совпадают с сейсмически активными районами. Это подтверждает существование взаимосвязи между аномальными значениями напряжений сдвига и сейсмической активностью района.



Литература

- 1. Хамидов Л.А. Численные модели напряженно-деформированного состояния земной коры и величины палеоземлетрясений // South. Korean Collection «Bulletin of TINBO». Ташкент. 2006. № 1. С. 87–91.
- Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения // Изв. АН СССР. Серия Физика Земли. 1992. № 6. С. 31–47.
- 3. Ризниченко Ю.В. Избранные труды "Проблемы сейсмологии". М.: Наука, 1985. 408 с.
- 4. Kirbe St.H. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided be the experimental deformation of roc // Ks.Res. 1998. Vol. B 85, № 11. P. 6353–6363.
- 5. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Срединного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 144 с.
- 6. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Срединного Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан, 1988. 163 с.
- 7. Ходжаев А.К. Палеосейсмогеология Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1985. 140 с.
- Хамидов Л.А. Напряжения вблизи активных разломов и о величинах палеоземлетрясений // ДАН РУз. 2005. № 5. С. 41–45.

Е.Б. Чирков

Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

МЕТААЛГОРИТМ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РАЗРЫВНОГО НАРУШЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Предлагается метаалгоритм для поиска и мониторинга небольшого разрывного нарушения (длиной десятки – сотни метров) и прилегающей области порядка 200 на 200 метров. Под метаалгоритмом [3] мы понимаем естественное расширение понятия алгоритма обработки, включающее описание методики измерений и допускающее последовательное или параллельное использование нескольких алгоритмов обработки с целью оценки величин информационных параметров [1]. Это промежуточный масштаб между лабораторными исследованиями и очагами землетрясений, примерно соответствующий масштабам исследований при горных ударах. Отличием от исследований на горных ударах является то, что исследования могут проводиться практически в любом месте, где имеются вариации напряженно-деформированного состояния, тем самым можно исследовать более широкий спектр геолого-геофизических ситуаций, в том числе в естественной обстановке, где влияние человеческой деятельности отсутствует.

Метаалгоритм состоит из трех компонент – поиска конкретного положения разрывного нарушения с помошью оригинального метода электропрофилирования на постоянном токе, мониторинга разлома с помощью метода электросопротивления и контроля зон микроразрушений в его окрестности с помощью мониторинга естественного электрического поля. Приводятся практические примеры, иллюстрирующие работоспособность компонент метаалгоритма.

Предлагаемый подход имеет несколько важных преимуществ по отношению к известным методам. Во-первых, это удобство использования. Сложно построенная среда деформируется неоднородно, и результат контроля с помощью деформометрии будет зависеть от того, насколько удачно выбрано место установки прибора. В нашем случае контролируется достаточно большая площадка и нам достаточно попасть на расстояние от исследуемой зоны порядка ста метров. Во-вторых, при контроле зон микроразрушений в каждый момент времени мы видим результат работы нескольких датчиков, произведенных для нас природой и расположенных в тех точках, которые наиболее чувствительны к изменению напряженно-деформированного состояния контролируемой области [1, 2]. То есть мы имеем распределенный в пространстве набор датчиков деформации и осуществляем контроль пространственно-временного хода напряженно-деформированного состояния участка на качественном уровне. Хотя мы не можем без тарировки с помощью деформометрии говорить о величинах деформаций и напряжений, эти природные датчики могут обладать достаточно высокой чувствительностью к деформации, и можно видеть, как идет пространственно-временное изменение величины напряженно-деформированного состояния по площади. Поскольку зоны микроразрушений, проявляющиеся в электрическом поле как кластеры источников сигналов, характеризуются не только положением в пространстве, но и направлением аппроксимирующего точечного диполя, в неявном виде присутствует некоторая информация о тензоре деформации.

В-третьих, контроль производится на двух масштабных уровнях одновременно. Вариации напряженно-деформируемого состояния участка плоскости разлома размером в метры – первые десятки метров контролируются с помощью метода электросопротивления. С помощью метода элек-

тросопротивления контролируются также параметры электрической анизотропии [1], корректно определяемые в рамках одноосной анизотропной модели, что также может быть использовано для контроля напряженно-деформированного состояния. Второй уровень – размер локальных зон микроразрушений (меньше метра, для установления более точных размеров требуются детальные исследования) – контролируется с помощью метода естественного электрического поля.

Предлагаемый метод не является панацеей и не свободен от недостатков. Не зная коэффициента трансформации вариации напряженно-деформированного состояния в вариацию электросопротивления или в количество микроразрушений, мы не можем судить об абсолютных величинах вариации деформации. Более того, количество импульсов, связанных с микроразрушениями, лишь приблизительно характеризует деформационный процессс, поскольку не учитывается масштаб отдельных микроразрушений. Дополнительной проблемой является несопоставимость оценок амплитуд хода деформации в разных точках из-за неизвестности и возможного различия коэффициентов между величиной вариации деформации и количеством микроразрушений в разных зонах. По всей видимости, можно говорить лишь о полуколичественной характеристике временного хода напряженно-деформируемого состояния в отдельных зонах микроразрушений. Еще одним моментом является неравномерность покрытия площадки – мы видим только зоны микроразрущений, и только те, которые дают заметные сигналы в наших пунктах измерения. Хотя технология позволяет выделять сигналы микроразрушений практически на уровне шума, конкретные возможности зависят от уровня помехи, качества измерительных электродов и расположения пунктов измерения относительно зоны микроразрушений.

Ввиду наличия у метода специфических преимуществ и недостатков целесообразно его комплексирование с другими методами. Несмотря на то, что методы электросопротивления в предложенной модификации позволяют выбрать положения пунктов измерения при наличии разлома на основе съемки небольшой площади, информация о наличии и активности разлома должна быть получена из других источников. Целесообразно комплексировать данный мониторинг с непосредственными измерениями деформации между бортами разлома или в окрестностях зон микроразрушений. Представляется крайне интересным исследование зон микроразрушений с целью изучения их природы и механизма генерации импульсов электрического поля. Вероятно, важные результаты могут быть получены при компексировании с мониторингом акустической и электромагнитной эмиссии. Если зоны микроразрушений проявятся также и в акустическом поле и электромагнитном излучении, это может быть использовано для повышения достоверности результатов мониторинга и изучения природы зон микроразрушений. При акустических измерениях для локации источников используется другой принцип, что может повысить надежность результатов локации зон микроразрушений. Электромагнитная эмиссия измеряется намного проще и дешевле – не требуется копать ямы под измерительные электроды, аппаратура малопотребяющая и автономная (однако помехозащищенность ниже и невозможно разделять сигналы локальных источников и определять их положение). Если удастся идентифицировать отдельные сигналы, выделенные с помощью нашего метода и метода контроля электромагнитной эмиссии, будет получена ценная информация о частотном спектре излучения зон микроразрушений.

Таким образом, предложенный полуколичественный метод контроля пространственновременного хода напряженно-деформированного состояния разлома и окружающей его области может дополнить существующие методы, особенно при контроле сложно построенных областей и характера их отклика на внешние воздействия, изучении разноранговых дизъюнктивных структур, изучении природы зон микроразрушений. Небольшой размер зон микроразрушений и возможность их лоцирования на местности открывают широкие возможности по их изучению с помощью других методов, в том числе их отклика на внешнее воздействие.

Литература

- 1. Чирков Е.Б. Исследование ультранизкочастотных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2003. 173 с.
- 2. Chirkov Ye.B. The study of local sources of ULF geoelectric signals with steep fronts // Annales of Geophysics. 2004. V. 47, № 1. P. 213–227.
- Чирков Е.Б. Метаалгоритм для выделения слабых сигналов неподвижных источников электротеллурического поля в УНЧ диапазоне // Прикладные проблемы информационных технологий. 61-я Научная сессия РНТОРЭС, посвященная Дню радио. Секция 8. 17–18 мая 2006 года. М., 2006. С. 204–207.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ КИНЕМАТИКИ ОЧАГОВОГО ПРОЦЕССА: ПРОБЛЕМЫ И ПОДХОДЫ К ИХ РЕШЕНИЮ

Изучение кинематики процесса в очаге землетрясения является одной из ключевых задач сейсмологии, именно кинематика очагового процесса наиболее непосредственно отражает динамику этого процесса, вызывает разрушительные последствия землетрясений и фиксируется на записях сотен сейсмических станций по всему миру. Если будут известны закономерности кинематики очагового процесса, на их основе можно будет судить о закономерностях его динамики и по-настоящему понять природу процессов в очаге землетрясения, что является важным для прогноза землетрясений на научной основе. Кроме того, адекватные представления о кинематике очагового процесса позволят лучше описать источник сигнала и, следовательно, получить более точные оценки среды (строения отдельных регионов и Земли в целом).

Исследование природных объектов, особенно таких сложных, как очаг землетрясения, всегда связано с преодолением ряда трудностей, носящих принципиальный характер. Во-первых, эти объекты встречаются не отдельно, а в произвольных сочетаниях и расположены в среде, неоднородной на любом пространственном масштабе, а результаты геофизических измерений используемых для исследования объектов всегда искажены влиянием помех различной природы. Поэтому первой задачей является выделение объекта и устранение влияния помех. Во-вторых, природные объекты уникальны, бесконечномерны и обладают сложной геометрической формой. Поэтому их изучение во всех деталях является принципиально невозможным. Представляется разумным и экономически целесообразным ограничиться в изучении их общими чертами, представляющими научный и практический интерес и закономерно проявляющимися в каждом конкретном случае. Получить представление о том, что является общим, а что является специфичным, можно, только обработав с помощью формализованной методики большой объем данных. В результате такой обработки мы должны получить набор характеристик (информационных параметров [2, 3]), описывающих кинематику очагового процесса. Метаалгоритм, предложенный нами для решения данной задачи, описан в работе [3].

Под метаалгоритмом мы понимаем естественное расширение понятия алгоритма обработки, включающее описание методики измерений и допускающее последовательное или параллельное использование нескольких алгоритмов обработки с целью оценки величин информационных параметров. Такое расширение понятия алгоритма применительно к геофизике представляется разумным, поскольку на этапе измерения мы получаем необходимую информацию, которая используется на этапе обработки, и, только регламентировав методики измерения и обработки, можно надеяться на получение надежного результата в каждом конкретном случае. Заметим, что уже на этапе измерения создаются условия для выделения полезного сигнала на фоне помех и оценки параметров объекта. Кроме того, введение понятия метаалгоритма облегчает описание сложных методик измерения и обработки, в которых используются независимые источники данных, а также и параллельные и последовательные методы обработки с помощью разных алгоритмов.

Остановимся более детально на специфике возникающих при решении этой задачи проблем. Требования к решению просты – информационные параметры должны адекватно отражать основные черты кинематики очагового процесса и процедура их получения должна быть полностью формализована для получения сопоставимых результатов разными исследователями и для разных землетрясений. Основные возникающие при этом проблемы также можно сформулировать коротко. Сложность волновой картины, обусловленная многостадийностью очагового процесса, неоднородностью среды и наложением разных типов волн, затрудняет интерпретацию кинематики очагового процесса на основе анализа волновых форм, что усугубляется отсутствием модели, адекватно описывающей кинематику подвижки в очаге землетрясения.

Общее направление в разработке метаалгоритма – снижение размерности задачи и объекта исследования путем разбиения на относительно независимые этапы и части и устранения влияния второстепенных деталей. Путь к формализации всей процедуры через формализацию ее отдельных шагов представляется здесь единственно возможным ввиду сложности задачи. Для повышения достоверности результатов мы стремимся уменьшить число определяемых параметров (особенно определяемых одновременно параметров) и увеличить объем и качество используемых экспериментальных данных.

Прежде всего, выбор исходных данных. В качестве используемых для оценки кинематики очагового процесса данных нами выбраны цифровые записи на телесейсмических расстояниях. На

этих расстояниях второстепенные детали уже значительно ослаблены, волны разделены и всегда имеется достаточное число станций. Специально проведенные нами исследования показывают, что основные черты кинематики очагового процесса (положение бортов, характер подвижки, направление вспарывания) заметны на телесейсмических расстояниях, в некоторых случаях даже невооруженным глазом.

Вторым важным моментом является устранение/снижение влияния среды. Задача определения параметров кинематики очагового процесса при неизвестном строении среды является некорректной в геофизическом смысле и должна быть разделена на задачу определения параметров среды и задачу оценки кинематики источника при известной среде. Мы хотим получить довольно грубые, но достоверные оценки кинематики очагового процесса, поэтому считаем, что лучше грубый учет влияния фактора, чем отказ от его учета вообще. Делается допущение, что изменением свойств среды в результате исследуемого землетрясения можно пренебречь, и предлагается использовать записи от небольших землетрясений, произошедших в окрестности очага исследуемого землетрясения (по аналогии с методом эмпирических функций Грина для ближней зоны), для оценки параметров среды (только для тех станций, которые будут использованы при анализе основного события). Логика здесь простая – чем меньше очаг и длительность процесса в очаге, тем меньше влияние кинематики очага и тем больше влияние среды на волновую форму, при этом осредненная по нескольким слабым землетрясениям оценка характеристик среды будет более надежной. Оригинальным, по отношению к известной методике, является использование упрощенной модели очага для описания слабого события и прямая фильтрация его теоретической волновой формы при сопоставлении с цифровой записью для определения параметров среды вместо применения некорректной процедуры деконволюции к цифровой записи. Таким образом, оценка характеристик среды производится на основе анализа независимых экспериментальных данных, и после этого мы можем приступить к определению характеристик кинематики очага при известных параметрах среды.

Третьим важным моментом является учет многостадийности очагового процесса. По нашему мнению, многообразие волновых форм в значительной мере определяется эффектами суперпозиции волн, отдельных фаз подвижки очагового процесса. Поэтому использование интегральных оценок характеристик таких суперпозиций не даст возможности изучения закономерностей кинематики отдельной подвижки и понимания физики процесса в очаге землетрясения. Для реального прогресса в изучении очага землетрясения мы должны научиться формализованно выделять отдельные подвижки и определять их параметры. Нами разработаны оригинальные методы выделения вступления по записи одной компоненты, позволяющие на модельных сигналах при высоком уровне шума выделять вступления волн, накладывающихся друг на друга с запаздыванием меньше одной секунды. Для повышения надежности методы не имеют параметров настройки и работают параллельно. Дополненные алгоритмами верификации и идентификации фаз, эти методы должны обеспечить автоматическое выделение вступлений.

Наконец, последним компонентом технологии является Универсальная Кинематическая Модель (УКМ) [1, 2], которая представляет собой параметризованное описание подвижки по разрыву достаточно произвольной формы. То есть, не имея пока точных представлений о кинематике очагового процесса, мы создаем гибкий инструмент для ее изучения. С целью минимизации одновременно шума модели и числа ее параметров применена трехуровневая параметризация, то есть имеется описание подвижки на небольшой площадке прямоугольной или треугольной формы, алгоритмы сборки моделей и семейств моделей разлома с разным типом вспарывания. Введение семейств моделей позволяет описать модели разной степени сложности с помощью одинакового числа параметров, что дает им примерно одинаковые аппроксимационные возможности. Это позволяет избежать субъективного выбора типа модели путем описания произвольной подвижки в фиксированном базисе моделей вспарывания, оценить, какой тип вспарывания описывает ее лучше всего, и использовать набор погрешностей описания в этом базисе моделей для классификации подвижек. Во всех моделях описание вариаций скорости вспарывания и скорости подвижки производится независимо. Подвижка описывается в виде произведения двух функций, одна из которых является линейной функцией двух пространственных координат в плоскости разлома, а вторая – нелинейной функцией времени и пространственных координат. Модель предназначена для описания сейсмических волн в дальней и ближней зоне, поэтому предусмотрен механизм снижения погрешности аппроксимации, не влияющий на значение параметров модели.

Литература

1. Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А. Методология параметризации кинематики процессов в очаге землетрясения // ДАН. 2002. Т. 382, № 2. С. 256–260.

- 2. Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А. О параметризации кинематики процессов в очаге землетрясения // Физика Земли. 2003. № 5. С. 47–59.
- Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А., Чубунова Е.В., Рыкунова Е.Л. Использование метаалгоритмического подхода для изучения кинематики процесса в очаге землетрясения // Труды Российского научнотехнического общества радиотехники, электроники и связи имени А.С. Попова. 61-я Научная сессия, посвященная Дню радио, 17–18 мая 2006 года. М., 2006. Метаалгоритм. С. 201–203.

Xia Liu^{1, 2}, Rong Shan Fu³, Guo Hua Yang², Jin Ma¹

¹State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of earthquake science China earthquake administration, Beijin, China

²First Crust Deformation Monitoring and Application Center, CEA

³Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, University of Science and Technology of China, Chinese Academy of Sciences, Hefei, China

DYNAMIC NUMERICAL SIMULATION OF THE CONTEMPORARY CRUSTAL MOVEMENT AND DEFORMATION IN NORTH CHINA

Based on Finite element method and ANSYS software, we establishes several lithosphere modeling frames (from crustal surface to up-mental) of North China region by incorporating existing geological and geophysical information of this region.

By using GPS and across-fault deformation survey data of this region, the tectonic movement of North China Region is simulated by finite element method aimed to study its present-day crust movement and deformation dynamics. The results show that the surface movement is largely determined by the relative movement between the surrounding tectonic blocks such as 0rdos active block, South China active block, Northeast sub-active block, et al. on the other hand, The inhomogeneous distribution feature of the surface speed field can be simulated better when considering the differential horizontal motion and bottom dragging of lithosphere. This implies that the pacific plate subduction or the India Eurasia collision may induce convection beneath continental lithosphere, causing the lower part moving faster than the upper part. Such differential movement fashion, combined with the rheology structure of this region, exerts very large influence on the surface movement and deformation field. The results also show that the fault distribution and gravity force from surface topography affects the surface movement of this region, however, compared with the differential movement above, those factors play the second role.

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ГОЛОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

По последним данным термохронологических исследований [1–4] Алтае-Саянская горная область считается самым северным регионом Центральной Азии, рельеф которой ассоциируется с внутриконтинентальными деформациями сжатия, вызванными Индо-Азиатской коллизией. Деформации сжатия и сдвига со сжатием характерны для большинства районов Центральной Азии, расположенных к северу от коллизионного фронта. Их распространение фиксируется горообразовательными процессами, в результате которых сформировался ряд горных систем от Тибета до Алтая. Восточно-Саянский горный массив расположен вдоль юго-западной границы Сибирской платформы и является северо-восточным окончанием Алтае-Саянской горной области.

В целом район Восточного Саяна развивается в транспрессионном деформационном режиме с осью сжатия северо-восточного направления, при котором наиболее крупные субширотные разломы играют роль левосторонних сдвигов. При этом области относительного растяжения, к которым относятся и районы позднекайнозойских вулканических проявлений, находятся в зоне влияния субширотных разломов и являются присдвиговыми областями растяжения. Так, очаги базальтовых излияний Восточно-Тувинского лавового поля (Азасское плато) приурочены не к основным субширотным разломам, по которым происходит перемещение блоков на данной территории, а к второстепенным разрывам северо-восточного простирания, диагонально ориентированным по отношению к главным. На этот факт указывал еще М.Г. Гросвальд [5], отмечая, что северо-восточное простирание магмовыводящих разрывов согласуется с направлением трещин отрыва, возникающих при левых сдвигах по субширотным разломам. Формирование Тувинского лавового поля началось в миоцене и продолжалось до конца плейстоцена [6–8]. К нему приурочена целая серия вулканических построек, образовавшихся в разное время указанного периода.

Голоценовые вулканы Восточного Саяна находятся северо-восточнее описываемой территории в районе пади Хи-Гол, в зоне пересечения разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Эта область находится в зоне влияния двух субширотных левосторонних сдвигов – Азасско-Сенцкого и Окино-Жомболокского, район перехода от одного к другому как раз приурочен к южной границе изучаемой территории.

В районе проявления голоценового вулканизма основной разлом северо-западного простирания смещает отдельные элементы рельефа в правом борту долины р. Кадырос (назовем его Кадыросский разлом), такие, как долины временных водотоков и перемычки между ними по правостороннему сдвигу. Разлом выражен небольшим уступом высотой 2,0–2,5 метра. В коренных выходах пород фундамента в основании уступа фиксируется преобладающая система трещин, переходящая в зоны дробления, соответствующая простиранию разрыва (310°). Зоны дробления такого направления отмечаются во всех обнажениях вдоль разлома. Падение зон дробления 220°∠55–70°, по штрихам и бороздам скольжения во всех случаях определяется взбросовая кинематика подвижек.

Другая, субмеридиональная, система трещин также имеет широкое распространение в районе проявления вулканизма. В породах фундамента она представлена зонами дробления и крупными зеркалами скольжения и соответствует крутопадающему разлому (270°∠80°). В рельефе к нему приурочен субмеридиональный отрезок долины р. Хи-Гол (будем называть разлом Хи-Гольским) и серия шлаковых вулканов, самые крупные из которых Перетолчина и Восточный. Последний представляет собой разрушенный шлаковый конус, соседствующий с востока с вулканом Перетолчина. По характеру залегания шлакового материала между вулканами можно утверждать, что их постройки формировались одновременно за счет раскрытия двух параллельных трещин субмеридионального простирания. Основной разрыв, над которым находится конус вулкана Перетолчина, продолжается к северу, к нему приурочен центр трещинного излияния базальтов, лавовые купола, кратеровидная воронка и несколько более мелких шлаковых построек. Еще один крупный шлаковый конус данного района – вулкан Кропоткина. Несмотря на то, что морфологически он очень похож на вулкан Перетолчина, он приурочен к другому разлому, имеющему простирание 30°. В объяснительной записке к геологической карте [9] его называют Оросойским разломом. Он является северо-восточным продолжением одного из разрывных нарушений, контролирующих излияния Восточно-Тувинского лавового поля. К нему также приурочены разрушенный конус вулкана Старый, расположенный рядом с вулканом Кропоткина в правом борту пади Хи-Гол, и лавово-шлаковые выходы в левом ее борту северо-восточнее вулкана Кропоткина. Югозападнее, в верховьях соседней долины р. Баруун-Кадыр-Ос, на простирании разлома находится зона выхода 800-метрового лавового потока с группой небольших центров излияния и шлаковых конусов (вулкан Медведева). Здесь также основные вулканические постройки приурочены к линейной структуре северо-восточного простирания. В коренных обнажениях Оросойский разлом представлен мощными зонами дробления и зеркалами с азимутом падения 120 (300)° ∠75–80°. По характеру штрихов скольжения для этого разлома характерны правосдвиговые подвижки.

Схожая степень сохранности вулканов Кропоткина и Перетолчина указывает на их одновременное или близкое время формирования [10]. Оно может быть оценено на настоящий момент по образцам горелой древесины, вмытой во внутреннюю часть шлакового конуса вулкана Восточный, который формировался, как указано выше, одновременно с вулканом Перетолчина. Взвешенное среднее радиоуглеродных датировок по трем образцам (определения Л.А. Орловой, ОИГГМ СО РАН) указывает на возраст не моложе 875 ± 30 лет. Близкое время формирования вулканов Кропоткина и Перетолчина вдоль субвертикальных разломов северо-восточного и субмеридионального простирания свидетельствует о раскрытии трещин данного направления в едином деформационном режиме. Структурный анализ показывает, что одновременные подвижки по этим двум разломам в сочетании со взбросо-сдвиговыми деформациями по Кадыросскому разлому могли происходить в поле север-северо-восточного сжатия. Такое направление сжимающих усилий соотносится с общей геодинамической обстановкой в регионе, однако в чистом виде не обусловливает раздвиговых деформаций одновременно по северо-восточному Оросойскому и по меридиональному Хи-Гольскому разрывам.

Морфотектонический анализ территории показывает, что эти два разлома являются юговосточной границей крупного тектонического блока на западном окончании хребта Кропоткина. Вероятно, южнее при левосдвиговых деформациях в зоне перехода от Азасско-Сенцкого к Окино-Жомболокскому разлому, которая еще не проработана единым магистральным швом, возникает накопление напряжений и интенсивная передача косого давления в северо-восточном направлении. При этом происходит отодвигание восточных блоков по границе, маркированной вулканическими проявлениями в зоне Оросойского и далее Хи-Гольского разрывов. При этом по поперечным разломам происходят взбросовые и взбросо-сдвиговые деформации, что и наблюдается в зоне Кадыросского разрывного нарушения.

Таким образом, местоположение и геометрия магмовыводящих разрывов в районе голоценового вулканизма Восточного Саяна свидетельствуют об их активизации в режиме север-северовосточного сжатия. При этом одновременное раскрытие северо-восточных и субмеридиональных трещин вдоль разломов происходит в тылу отодвигающихся к востоку тектонических блоков за счет интенсивного косого давления со стороны зоны сочленения субширотных сдвиговых разломов, в зоне влияния которых находится район голоценового проявления вулканизма.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 09-05-91052-НЦНИ).

Литература

- 1. De Grave J., Dehandschutter B., Van den haute P., Buslov M.M., Boven A. Low-temperature thermo-tectonic evolution of the Altai-Sayan mountains, South Siberia, Russia // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5. 11996.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.
- Jolivet M., Ritz J-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., and Arzhanikov S. The Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface, Geology. 2007. 35, doi:10.1130/G23758A.1.
- 4. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.
- 5. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
- 6. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

- 7. Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001. № 3. С. 3–32.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
- 9. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXVIII / Ред. В.П. Арсентьев. М.: ВСЕГЕИ, 1975. 76 с.
- 10. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1979. 196 с.

Ю.Б. Башкуев, В.Б. Хаптанов, М.Г. Дембелов, Д.Г. Буянова Отдел физических проблем при президиуме Бурятского научного центра СО РАН, Улан-Удэ, Россия

РАДИОИМПЕДАНСНЫЕ И ГЕОРАДАРНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНЫХ СТРУКТУР

Рассматриваются методы радиоимпедансного и георадарного зондирований в СВЧ и ОНЧ-НЧ диапазонах на различных типах подстилающих сред. Методики радиоимпедансных и георадарных зондирований существенно дополняют друг друга и позволяют выйти на новое качество исследований. Преимуществом такого подхода является возможность определения как проводимости о, так и диэлектрической проницаемости є слоев геоэлектрического разреза, высокая разрешающая способность радиоволновых зондирований и более высокая точность измерений при использовании полей искусственных источников. Экспериментальные исследования проведены методами радиоимпедансного зондирования (РЭМЗ) на частотах радиостанций 21.1; 22.2; 50; 164; 180; 234; 261; 279 кГц (импедансметр ИПИ-300) и георадарного зондирования в СВЧ диапазоне (георадар «Око-2» с антенными блоками АБ-Тритон, АБ-250, АБ-700, АБ-1700). Задача получения данных об электрических свойствах, строении и структуре подстилающей среды решалась на основе анализа амплитудно-фазовой структуры электромагнитного поля в точке наблюдения (радиоимпедансный метод) и метода георадиолокации. Сочетание радиолокационного принципа зондирования среды короткими электромагнитными импульсами со спектром в диапазоне 50-1700 МГц, реализованного в георадаре (глубинность 0,1–30 м), с методом радиоимпедансного зондирования непрерывными сигналами радиостанций [2] в диапазоне 0,01–1000 кГц (глубинность до сотен метров в диапазоне ОНЧ и до километров на СНЧ) позволяет получить детальную информацию о геоэлектрическом строении верхней части земной коры. Для интерпретации радиоимпедансных зондирований использован программный пакет «Импеданс», основанный на методе регуляризации А.Н. Тихонова [1].

Дано детальное радиофизическое описание и классификация электродинамических свойств, строения и структуры Черемшанского кварцитового месторождения на глубину скин-слоя, пригодное для использования в горном деле и экологическом мониторинге. При изучении строения кварцитов использован георадар «Око-2» с антенными блоками АБ-250 МГц и АБ-700 МГц. По результатам ОНЧ-НЧ радиоимпедансных зондирований выявлена многослойная структура геоэлектрического разреза: кварцитовый пласт толщиной до 20 метров залегает на высокопроводящих черных сланцах и доломитах. На профиле георадарного СВЧ зондирования четко выделяется разломная зона шириной до 3 метров. Радарограмма хорошо сочетается с данными, полученными методом РЭМЗ.

Исследованы морфологические характеристики льдов оз. Байкал, рек Чикой, Селенга и некоторых соленых озер Забайкалья (Гуджирное, Сульфатное, Киран). С помощью георадара ОКО-2 исследованы льды соленого озера Гуджирное, наблюдаются различные стадии разрушения льда и проникновения воды в массу льда снизу, образования новых отражающих границ в массиве льда и деградации нижней зимней границы.

Предложена и опробована методика определения эффективной диэлектрической проницаемости ε лесной среды с применением георадарной технологии. По степени замедления распространения электромагнитного импульса георадара «Око-2» с антенным блоком АБ-700 (центральная частота спектра зондирующего импульса 700 МГц) определены эффективные диэлектрические проницаемости трехкомпонентной смеси «воздух-древесина-листва (хвоя)» двух участков осеннего леса: лиственного ($\varepsilon = 1,05$) и соснового ($\varepsilon = 1,02$). На радарограммах четко выделяются дифракционные картины («гиперболы») отраженных сигналов от стволов деревьев. Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 08-01-98005, 08-02-98007, 08-05-98038, 09-05-98611.

Литература

- 1. Мельчинов В.П., Башкуев Ю.Б., Ангархаева Л.Х., Буянова Д.Г. Электрические свойства криолитозоны востока России в радиодиапазоне. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. 257 с.
- Bashkuev Yu.B., Khaptanov V.B., Dembelov M.G., Angarkhaeva L.Kh, Boloev V.P. and Hayakawa M. Radioprobing of underground structure of the Failure Gulf, formed as a result of the M7.5 Tsagan earthquake // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. V. 31. Issues 4-9. P. 210–214.

Ю.Б. Башкуев, В.Б. Хаптанов, М.Г. Дембелов, Д.Г. Буянова, Л.Х. Ангархаева Отдел физических проблем при президиуме Бурятского научного центра СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ «ПОРТРЕТ» РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР

Рассматриваются результаты радиоволновой диагностики тектонических нарушений (разломов) верхней части земной коры сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоны в широком диапазоне электромагнитных волн (от СНЧ до СВЧ). Показано, что электромагнитный «образ» тектонического нарушения представляет, как правило, зону повышенной электропроводности с резко очерченными границами. Поперечные размеры разломов изменяются в очень широких пределах – от единиц и десятков километров для региональных разломов до единиц метров и десятков сантиметров для зон дробления в кристаллических массивах.

Эксперименты выполнены методами радиоимпедансного зондирования в СНЧ-ОНЧ-НЧ-СЧ диапазонах и георадарного зондирования в СВЧ диапазоне (до 1700 МГц). Рассмотрена обратная задача для слоистой импедансной среды. На основе численного моделирования распространения земной волны над кусочно-импедансными структурами показано, что повышение уровня электромагнитного поля над разломной областью обусловлено влиянием более проводящей «посадочной площадки», а не генерацией электромагнитного излучения из зоны разлома. Приведены примеры электромагнитного «образа» зон тектонических нарушений различного масштаба. Показано, что на кристаллических массивах разломные области интересны расположением в них различных заземляющих устройств, размеры которых могут изменяться от единиц километров до дециметров для точечных заземлителей.

Предложено в зонах тектонических нарушений проводить комплексные радиогеофизические исследования с целью полного физико-химического описания этих интереснейших природных объектов, которые в обыденном сознании ассоциируются с «геопатогенными зонами». Кроме радиоволновых методов необходимо привлечь электро-, магнито-, сейсмо- и гравиразведку, радиометрию, определение радона и другие доступные полевые геофизические методы. Привлечение повышенного внимания к зонам тектонических нарушений – одно из актуальных направлений деятельности в области электромагнитной экологии и сейсмоэлектромагнетизма, имеющее важное практическое применение в жизни человеческой цивилизации.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 08-01-98005, 08-02-98007, 08-05-98038, 08-05-98044, 09-05-98611.

Ю.Б. Башкуев, В.Б. Хаптанов, М.Г. Дембелов, И.Б. Нагуслаева, Д.Г. Буянова Отдел физических проблем при президиуме Бурятского научного центра СО РАН, Улан-Удэ, Россия

АТМОСФЕРИКИ И ЛИТОСФЕРИКИ (НЕКОТОРЫЕ КОММЕНТАРИИ К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРИКОВ)

Доклад посвящен выяснению природы источников электромагнитных полей КНЧ-СНЧ-ОНЧ диапазонов частот (3 кГц – 30 кГц). Низкочастотные электромагнитные шумы широко распространены в природе. Это различные классы радиоизлучений магнитосферы, электромагнитные излучения грозовых разрядов, индустриальные помехи, обусловленные коммутацией электрических цепей. В последние годы большое внимание привлекают источники, связанные с сейсмической активностью Земли (литосферики). Многие общие свойства низкочастотного электромагнитного поля изуче-

ны достаточно подробно. Вместе с тем имеется ряд вопросов, на которые пока не получены однозначные ответы. Сложность изучения обусловлена случайной природой источников грозового и литосферного происхождения, наличием помех антропогенного характера, электромагнитных характеристик ионосферы. В докладе рассматривается задача разделения аддитивной смеси сигналов различных естественных и искусственных источников электромагнитного поля. Показано, что для ее успешного решения необходима разработка спектрально-временной и пространственной модели литосферика и атмосферика. Если модель атмосферика достаточно полно разработана, то модель литосферика требует к себе более пристального внимания. В докладе рассмотрены результаты численного моделирования электромагнитного поля над зоной разлома. Проведено сравнение с данными эксперимента.

В результате комплексных измерений методами счета ОНЧ-импульсов, радиоэлектромагнитного (РЭМЗ) и георадарного зондирований на тектоническом нарушении (разломе) «Саженная» установлен повышенный уровень ОНЧ-импульсного потока над зоной разлома. Этот результат интерпретируется нами не как литосферное ОНЧ-излучение («литосферики»), возникающее из земной коры, а как результат увеличения уровня естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) над в целом более проводящей зоной разлома (эффект «посадочной» площадки).

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты № 08-02-98007, 08-05-98038, 09-05-98611.

А.А. Бобров

Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

О ВЛИЯНИИ МЕТЕОУСЛОВИЙ НА ОБЪЕМНУЮ АКТИВНОСТЬ РАДОНА В ПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ ПРИОЛЬХОНЬЯ И ЮЖНОГО ПРИАНГАРЬЯ

Исследования поля объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе проводятся, как правило, для картирования зон тектонических нарушений и оценки радиационной обстановки территорий. Известно, что на ОАР влияют метеорологические условия. Например, по результатам работы [1] получилось, что концентрация радона связана с температурой воздуха обратной зависимостью, но в [2] измерения проводились в течение года, и прямой связи между изменениями радона и температуры в процессе эксперимента не обнаружено. В статье [3] проводились измерения в течение трех лет, и было выяснено, что минимальное содержание воды в почве совпадает с максимальной концентрацией радона при коэффициенте корреляции, равном, 0,76. Легкий дождь благоприятен для выделения радона, в то время как сильные осадки препятствуют его выходу в атмосферу [1]. В работе [4] обнаружена высокая корреляционная связь (K = 0.86) между концентрацией радона и атмосферным давлением. В статье [5] отмечено, что при увеличении атмосферного давления снижается концентрация дочерних продуктов распада радона в атмосферном воздухе. В работе [6] измерения проводились в условиях Среднеазиатского прогностического полигона ИФЗ АН СССР в течение четырех месяцев и отмечено, что с уменьшением температуры увеличивается атмосферное давление, что приводит к увеличению концентрации радона. Данная статья противоречит целому ряду работ [4, 7, 8, 1, 9], в которых отмечено, что с увеличением температуры воздуха повышается давление и уменьшается ОАР. Давление с температурой связано прямой зависимостью, а с относительной влажностью – обратной [7, 8].

Неоднозначность влияния вышеперечисленных факторов на ОАР и неизученность данного вопроса для территорий Приольхонья и Южного Приангарья определили цель данной работы, которая заключалась в выявлении связи между ОАР и метеопараметрами (атмосферное давление, температура и влажность воздуха) в пределах Приольхонья и Южного Приангарья.

Для этого проводилась радоновая съемка при помощи полевых радиометров серии PPA (PPA-01M-01 и PPA-01M-03). Предложенная в комплекте с приборами схема измерений [10] не удовлетворяла требованиям, в связи с 1) продолжительным (не менее 12 часов) временем экспозиции пробоотборника в шпуре; 2) невозможностью учета степени разубоживания проб, имеющей место при их извлечении из почвы в разных погодных условиях (ветер, осадки и др.); 3) недостаточным объемом пробоотборника и, таким образом, невозможностью определения небольших концентраций радона. Поэтому методика эманационной съемки была адаптирована для решения задач конкретного исследования, проводимого в условиях резко континентального климата Восточной Сибири [11]. В итоге, отбор проб и измерения ОАР (Q, Бк/м³) осуществлялись с 10 до 20 часов в сухую погоду с

глубины 50 см, при этом в каждой точке фиксировались атмосферное давление (P, мм.рт.ст.), температура (T, °C) и относительная влажность воздуха (f, %).

Для выявления зависимостей между OAP и вышеперечисленными метеопараметрами из материала, собранного за 2006–2008 гг., были отобраны точки наблюдений, сделанные в том же самом месте в сухую погоду и в один день. Результаты отображены на графиках зависимостей OAP от атмосферного давления, температуры и относительной влажности воздуха (рисунок). Они построены с пересечением в начале координат, чтобы исключить влияние различий в естественной OAP, характерных для изученных районов.



Зависимость ОАР от температуры воздуха (а), относительной влажности воздуха (б) и атмосферного давления (6).

В работе [12] был проанализирован материал за 2006 г., и полученные результаты из-за малого количества точек позволяли сделать предварительный вывод на уровне тенденций о том, что «в целом для Приольхонья и Южного Приангарья ОАР увеличивается с увеличением относительной влажности воздуха, при понижении его температуры и понижении атмосферного давления». При увеличении количества точек (2006-2008 гг.) разброс значений увеличился (рисунок). Средние коэффициенты при независимых переменных в уравнениях линейных функций Q = f(T), Q = f(f), Q = f(f)f (P) для каждой из зависимостей стали равны, соответственно, $(k_T) = 38537 \pm 307618$, $(k_f) = 35390 \pm$ 192485, $(k_p) = 101029 \pm 621400$, т.е. стандартные отклонения не уменьшились, как это предполагалось в [12], а увеличились на порядок. В свете новых данных следует вывод о том, что для территорий Приольхонья и Южного Приангарья при измерениях по адаптированной методике связь между ОАР и метеопараметрами (атмосферное давление, температура и относительная влажность воздуха) отсутствует. Это может объясняться тем, что: 1) глубина пробоотбора, равная 0,5 м, для данной территории достаточна, чтобы в значительной мере снизить влияние метеопараметров на ОАР; 2) на ОАР в большей степени влияют иные факторы, например тектоническая активность региона или гравитационная сила лунных приливов и отливов, на фоне которых действие метеопараметров незначительно.

Работы выполнены при финансовой поддержке СО РАН (программа ОНЗ-7, проект № 6) и РФФИ (проект № 08-05-98062-сибирь-а).

Литература

- 1. Boukhal H., Cherkaoui T., Lferde M. Radon variation in soil related to the two earthquakes Md 5.2 and 5.3 occurred in Rachidia Province (Morocco) // Appl. Radiat. and Isotop. 1995. Vol. 46, № 6–7. P. 641–642.
- 2. Гулабянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Сезонная вариация потока радона из грунта и оценка радоноопасности площади застройки // АНРИ. 2004. № 4. С. 46–50.
- 3. Turk M., Volaric B., Antolkovic B. Radon activity concentration in the ground and its correlation with the water content of the soil // Appl. Radiat. and Isotop. 1996. Vol. 47, № 3. P. 377–381.
- 4. Iakovleva V.S., Ryzhakova N.K. Spatial and temporal variations of radon concentration in soil air // Radiat. Meas. 2003. Vol. 36, № 1–6. P. 385–388.
- 5. Сидякин П.А. Влияние различных факторов на концентрацию радона и дочерних продуктов распада в атмосфере воздухе // IV Межвузовская конференция студентов и молодых ученых Волгоградской области, Волгоград, 8–11 дек., 1998. Волгоград: Изд-во ВолгГАСА, 1999. С.19.
- 6. Рудаков В.П. К вопросу о природе сезонных вариаций подпочвенного радона // Геохимия. 1985. № 7. С. 1055–1058.
- 7. Кобышева Н.В., Акентьева Е.В., Богданова Э.Г. и др. Климат России. Спб.: Гидрометеоиздат, 2001. 656 с.
- 8. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. М.: Изд-во МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. 582 с.
- 9. Рудаков В.П. О барических вариациях подпочвенного радона // Геохимия. 1985. № 1. С. 124–127.
- 10. Методика экспрессного измерения объемной активности 222Rn в почвенном воздухе с помощью радиометра радона типа РРА. Рекомендация. М: НПП «Доза», 2004. 16 с.
- 11. Бобров А.А. Исследование объемной активности радона в разломных зонах Приольхонья и Южного Приангарья: методика и предварительные результаты // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. № 6 (32). С. 124–129.
- Бобров А.А. Об особенностях влияния метеоусловий на объемную активность радона в некоторых регионах юга Восточной Сибири // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции, Иркутск, 24–29 апреля 2007 г. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. С. 215–216.

С.А. Бузов

Иркутский государственный технический университет (ИрГТУ), Иркутск, Россия

РАЗЛОМНЫЕ СИСТЕМЫ В ЖЕСТКИХ БЛОКАХ ОКИНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН), КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЗОЛОТОРУДНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ

С целью установления структурных условий локализации золоторудных объектов Окино-Китойского металлогенического пояса (Восточный Саян) автором в составе научной группы было проведено изучение трещинной тектоники с массовыми замерами и наблюдениями над трещиноватостью. Работы проводились на двух проявлениях золоторудной минерализации, расположенных в пределах Гарганского и Бутугольского жестких блоков, сложенных докембрийскими метаморфическими толщами. Участок Ондольтой находится на периферии Бутугольской глыбы, участок Владимирский – в краевой части Гарганской глыбы. Для каждого участка было сделано порядка 8000 замеров трещиноватости на станциях наблюдения в коренных обнажениях и в горных выработках, построено порядка 80 сферограмм. Более детально изучались разрывные нарушения, контролирующие и вмещающие рудную минерализацию [2].

Анализ полученных данных показал, что на каждом объекте проявлены структуры нескольких порядков (таблица). Разрывы первого порядка представляют собой крупные нарушения, оказывающие влияние на тектонику всего региона. Они устанавливаются на всех этапах изучения площади (от дешифрирования космоснимков до структурных исследований на местности). В пределах Бутугольской глыбы (участок Ондольтой) это субширотные нарушения с азимутом падения 160– 200° (согласные с простиранием крупных складок); на территории Гарганской глыбы (участок Владимирский) к ним относятся близмеридиональные разломы (азимут падения 80–100°). В первом случае они представлены зонами рассланцевания в породах терригенной толщи, во втором – зонами повышенной трещиноватости в гнейсах [1].

Разрывы второго порядка проявляются в пределах конкретного рудного объекта и не имеют большого значения для формирования региональных структур. Но в то же время они играют одну из главных ролей в формировании структуры рудного поля. На первом из участков они имеют азимут падения 50–70°, на втором – 45–70°.

Главные системы разрывов на двух рудных объектах Восточного Саяна

Системы трещин и	Азимут	Угол	Степень про-	Кинематическая	Заполнение	Связь с рудой		
разломов	падения	падения	явленности	характеристика				
Рудопроявление Ондольтой								
Восток-северо-	160-	65–75	Четко прояв-	Взбросы	Будинаж, брек-	Региональный кон-		
восточная, субши-	200		лены		чирование, рас-	троль оруденения		
ротная (первый по-					сланцевание,			
рядок)					кварцевые жилы			
Северо-западная	50-70	60–70	Четко прояв-	Левые или пра-	Дайки, зеркала	Локальная рудокон-		
(второй порядок)			лены	вые взбросо-	скольжения,	тролирующая и ру-		
				сдвиги	рассланцевание	довмещающая систе-		
						ма		
Северо-восточная	130-	30–70	Слабо выра-	Левые или пра-	Рассланцева-	Локальная слабопро-		
(третий порядок)	160		жены	вые взбросо-	ние	явленная система, нет		
				сдвиги		прямой связи с руд-		
						ными телами		
Рудопроявление Владимирское								
Субмеридиональная	80-100	30-60	Четко	Правый сдвиг	Кварцевые жи-	Региональный кон-		
(первый порядок)			проявлены		лы, дайки, рас-	троль оруденения		
					сланцевание			
Северо-западная	45-70	40-80	Четко	Левые сбросо-	Кварцевые	Локальная рудокон-		
(второй порядок)			проявлены	сдвиги, правые	жилы, дайки	тролирующая и ру-		
				взбросо-сдвиги		довмещающая систе-		
						ма		
Северо-восточная	120-	45-80	Слабо	Правые сдвиго-	Кварцевые	Локальная слабопро-		
(третий порядок)	160		выражены	сбросы	жилы	явленная система, нет		
						прямой связи с руд-		
						ными телами		

К системам третьего порядка отнесены наименее проявленные разломы, влияние которых на формирование рудных объектов весьма фрагментарно или вообще не обнаружено. На первом из участков они имеют азимут падения 130–160°, на втором – 120–160°.

Для двух рассматриваемых объектов выявились закономерности размещения узлов золотой минерализации. Установлено что эти узлы локализуются на пересечении структур первого и второго порядка.

Изученные субширотные и субмеридиональные разломы первого порядка содержат золотую минерализацию, но рудные тела располагаются в разломах второго порядка, пересекающих указанные региональные нарушения.

Еще одним интересным фактом стала неожиданно важная роль северо-западной системы разломов. Несмотря на разное географическое и геологическое расположение объектов, для них основной локальной разрывной структурой является именно северо-западная. Она сыграла главную роль в формировании рудных тел участков.

В целом, анализируя структуры рудных полей, отмечаем, что четко выраженные и повсеместно распространенные на площади локальные разрывные нарушения в большей степени влияют на рисунок рудного поля.

Для исследуемых участков также проводилось реконструирование полей напряжений.

Структура Ондольтойского поля формировалась при хрупких деформациях, предшествовавших гидротермальной деятельности, когда произошла активизация движений по двум системам разломов: северо-западного и близширотного простирания. Положение осей главных напряжений при этом было следующее: σ_3 имеет азимуты простирания 70–110° или 260–300°, $\sigma_1 - 20-50°$ или 180– 210°, что соответствует субширотному сжатию. При этом следует учитывать, что первоначальное формирование осадочных толщ происходило при субмеридиональном сжатии (образование антиклинали) и только потом произошла смена тектонической обстановки.

Для Владимирского поля при рассмотрении взаимодействия главных разрывных систем было реконструировано поле напряжения, соответствующее этапу образования разрывных нарушений и рудообразования. Ось сжатия имеет азимут простирания ~270°, то есть соответствует обстановке субширотного сжатия, которая имела важное значение для локализации оруденения.

Этот факт также наводит на мысль о близости тектонической обстановки на двух сравниваемых рудных объектах.

Литература

1. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1985. 318 с.

 Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н. Циклическая стратиграфия и рудоносность рифейпалеозойских отложений Окино-Китойского района // Известия Сибирского отделения секции наук о земле Российской академии естественных наук: геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 4 (30). Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 46–57.

Н.М. Быкова¹, Р.М. Семенов^{1, 2}

¹ Иркутский государственный университет путей сообщения (ИрГУПС), Иркутск, Россия ² Институт земной коры СО РАН (ИЗК), Иркутск, Россия

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ТРАНСПОРТНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Известно, что геотектонические процессы, сопровождающие формирование земной коры, протекают миллионы лет. В сроки, более значимые для человечества, – десятки и сотни лет – проявляются как активные сейсмические события, так и менее значимые малоамплитудные смещения в зонах разломной тектоники, накопления структурных изменений в слоях в результате физикохимических процессов. Латентный характер малозаметных геодеформационных процессов порой представляет опасность для эксплуатации наиболее важных транспортных и промышленных объектов, таких, как, атомные станции, хранилища химически агрессивных компонентов, железные дороги, мосты и тоннели.

В 1996–2001 гг. в Иркутском государственном университете путей сообщения была проведена работа по геодинамическому районированию Транссибирской и Байкало-Амурской магистралей с выявлением мест расположения разломов относительно траекторий железнодорожных трасс [1].

Сбор статистики отказов искусственных сооружений показал весьма высокий процент сплывов и просадок насыпей, повреждений опор мостов, труб, неисправностей рельсовой колеи, сходов поездов в местах пересечения трассой дороги разломных зон. Активность таких зон различна, соответственно, и частота и степень повреждений конструкций также отличаются. Восстановление и ремонт дорожных сооружений предусматриваются в ходе их эксплуатации, но безопасность перевозок, страховые риски, экономия средств на содержание дорог обязывают учитывать и защищать сооружения, расположенные в зонах разломной тектоники. К сожалению, нормами проектирования дорог эти воздействия не рассматриваются. СНиП по сейсмостойкому строительству рекомендует прокладывать мосты вне зон разломов. Учитывая, что большинство рек расположено именно по простиранию разломов, эти рекомендации трудно выполнить. К тому же разломная тектоника по сравнению с активными сейсмическими событиями проявляется небольшими амплитудами, от которых инженерные сооружения защитить можно. Но для этого необходимо оценить количественное проявление геодеформационных воздействий.

С появлением спутниковых, лазерных технологий более доступным стало решение геодезических задач. Пришло понимание необходимости проведения инструментальных наблюдений за эксплуатацией наиболее ответственных сооружений. С 2003 г. по настоящее время проводятся наблюдения за тоннелями БАМа, по поведению которых также можно судить об активности Байкальской рифтовой зоны [2]. Пятнадцатикилометровый Северо-Муйский тоннель (СМТ) расположен в горной перемычке, дробимой физико-химическими и механическими процессами разрастания навстречу друг другу двух рифтовых впадин: Верхне-Ангарской и Муйской. Наблюдения за деформациями обделки показали, что тоннель испытывает периодические деформации сжатия – растяжения в целом.

Опираясь на твердые скальные геоблоки и более мягкие зоны разломов, протяженный тоннель статически работает по типу неразрезной балки. Неравномерность деформирования по длине привела к проявлениям повреждений по контакту путевого бетона, работающего с учетом поездной динамики, и обделки тоннеля, работающей совместно с горной средой. На отдельных участках проявились просадки пути. В настоящее время эти участки отремонтированы и тоннель эксплуатируется в нормальном режиме. Представляют интерес систематические наблюдения за химическим составом подземных вод СМТ. В местах разломных зон минерализация подземных вод скачкообразно изменяется, во времени химический состав также не постоянный. В отдельные периоды возрастает содер-
жание магния, хлора и других компонентов. Возможно, мониторинг состава подземных вод может быть использован в качестве инструмента прогноза изменения геодинамической активности в районе расположения тоннеля.

В г. Иркутске построен новый мостовой переход через Ангару, который расположен на пересечении Ангарского и Университетского разломов [3]. Мост запроектирован с учетом сейсмичности 8 баллов по шкале MSK-64, но не рассчитан на смещения опор, вызванные разломной тектоникой, поскольку нет данных по этим смещениям. Новый мост представляет собой чередование четырехпролетных неразрезных балок на пойме и шестипролетной неразрезной балки с переменной высотой сечения – в русле. Неразрезные системы, как известно, чувствительны к осадкам опор. Применение предварительно напряженного монолитного железобетона говорит о том, что смещение опор может привести как к статическому перераспределению усилий, так и к ползучести бетона. В мировой практике известно много примеров обрушения неразрезных железобетонных мостов в период эксплуатации по разным обстоятельствам, которые могут обусловливаться и активностью разломов [4]. Создание системы мониторинга геодинамической безопасности моста позволит контролировать любые изменения напряженно-деформированного состояния мостовых конструкций, своевременно применить конструктивные защитные меры и таким образом управлять безопасностью мостового сооружения.

Для моста через Ангару была создана система мониторинга геодинамической безопасности в 2008 г. [5]. Система включает подсистемы геодезического, деформационного мониторинга, контроль прочностных свойств бетона и математические модели конструкций пролетных строений моста.

В рамках геодезического мониторинга создана опорная сеть на базе разбивочной основы строительства моста. Сеть мониторинга деформаций конструкций моста образована специальными деформационными марками, закрепленными на пролетных строениях верхового и низового мостов. В качестве исходных пунктов опорной геодезической сети использована группа стенных реперов государственной нивелирной сети, расположенных за пределами зоны мостового перехода.

Цель организации деформационного мониторинга – слежение за статическими и динамическими деформациями предварительно напряженных железобетонных пролетных строений мостов верхового и низового направлений. Зафиксированные отсчеты тензодатчиков и динамических параметров могут стать начальной базой данных, по сравнению с которой будет отслеживаться изменение аналогичных параметров в процессе эксплуатации моста. Для прогноза поведения конструкций моста с учетом смещения опор создана математическая модель пролетного строения на базе ПВК MIDAS/Civil.

Изложенное дает основание рекомендовать обратить особое внимание на крупные социальные объекты, построенные в последние 50 лет, для исследований современных движений земной коры, а также на вновь сооружаемые – для постановки на них маркеров для изучения деформаций в реальном времени и прогноза состояний сооружений.

- 1. Быкова Н.М. Протяженные транспортные сооружения на активных геоструктурах: технология системного подхода. Новосибирск: Наука, 2008. 212 с.
- 2. Быкова Н.М., Шерман С.И. Северо-Муйский тоннель из XX в XXI век. Новосибирск: Наука, 2007. 186 с.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. Исследования внутренней структуры разломных зон при изысканиях под строительство сейсмостойких сооружений (на примере нового моста через р. Ангару в г. Иркутске) // Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. С. 202–211.
- 4. Быкова Н.М., Семенов Р.М. Анализ разломной структуры и сейсмической опасности в зоне мостового перехода через реку Ангара в г. Иркутске // Современные технологии, системы управления и математическое моделирование. 2009. № 1. С. 157–163.
- 5. Быкова Н.М. Система мониторинга геодинамической безопасности (СМГБ) моста через реку Ангара в г. Иркутске // Современные технологии, системы управления и математическое моделирование. 2009. № 1. С. 79–86.

О ПРОСТРАНСТВЕННОМ СООТНОШЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ ФЛЮИДНО-ГАЗОВЫХ СИСТЕМ И РАЗЛОМНО-БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ КАМЧАТКИ

Известно, что к разломам различного иерархического уровня и глубинности приурочены потоки флюидов, газов и тепла [10]. Обычно такие потоки называются флюидно-газовыми [8] или газово-флюидными [3]. Говорят также о флюидно-газовом дыхании Земли [5]. Нередко акцентируют внимание только на каком-то одном компоненте тепломассопереноса, и тогда говорят о потоках термальных вод, флюидных потоках и т.д. В последнее время пришло понимание того, что процессы переноса тепла, воды, газов, магмы и углеводородных флюидов следует рассматривать как единую систему тепломассопереноса, причем во многих регионах мира устанавливается связь таких форм тепломассопереноса с разломно-блоковыми структурами литосферы.

Для понимания некоторых нерешенных проблем (условия формирования парагенетических соотношений углеводородных флюидов и термальных вод, пространственной разобщенности высокотемпературных гидротерм и действующих стратовулканов, проявления флюидов в структурах фундамента и т.д.) необходимо выполнить детальные исследования пространственного соотношения современных флюидно-газовых систем и разломно-блоковых структур литосферы на территориях, где проявлены все типы тепломассопереноса, а также хорошо изучена разломная тектоника.

Одной из таких территорий является Камчатка. Разломная тектоника региона закартирована; одна из наиболее полных сводок существующих схем разломной тектоники была опубликована в 2007 г. Г.П. Яроцким [13]. Изучены глубинность крупнейших разломов полуострова, их кинематический тип и другие параметры.

Распределение высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке контролируется активизировавшимися в среднечетвертичное время глубинными разломами северо-восточного простирания [9]. Они слагают основную структурную линию в пределах Южной и Восточной Камчатки – Восточно-Камчатский глубинный разлом – либо же оперяют его. Чаще всего они имеют грабенообразное строение. Разломы данного простирания и поперечные к ним формируют правильную сетку, регулярность которой (по мнению В.Л. Леонова и Г.П. Яроцкого) определяется элементами глобальной трещиноватости Земли. Существуют и другие представления – о генетической связи крупных разломов с террейнами, с блоковыми структурами фундамента, с синтетическими и антитетическими структурами в зоне перехода океан-континент и т.д.

Известно также, что зоны разгрузки термальных вод на земной поверхности приурочены к участкам пересечения разрывных нарушений, а наиболее высокотемпературные системы Камчатки располагаются в пределах осевой части Восточно-Камчатского разлома.

Ранее в наших публикациях на примере гидротермальных систем было показано, что локальное распределение флюидно-гидротермальных потоков в значительной мере контролируется вулкано-тектоническими разрывами и дизъюнктивами, заложившимися над системами магматических очагов, представляющих собой верхние части магматических систем, питающих вулканы [12]. При этом значительную роль в формировании повышенной проницаемости среды играют деформации в пределах разломных зон, вызванные внедрением в них магматического материала [1]. Изучение геологического строения гидротермальных резервуаров позволило сделать вывод о том, что в трехмерном сечении пути движения термальных вод и газов имеют сложные траектории, хотя в целом подчиняются элементам дизъюнктивной тектоники регионального и локального (вулканотектонического) масштабных уровней [6, 11]. Исследование естественного состояния и эксплуатации гидротермальных систем позволяет сделать вывод о том, что разрывные нарушения определяют основные топологические свойства структуры тепломассопереноса при извлечении термальных вод из резервуара [7], а также развитие опасных экзогенных процессов, в том числе оползней [2]. Основной формой разгрузки глубинных флюидно-газовых потоков в верхней части земной коры являются гидротермальные пламбинги [4] - вертикальные трубообразные зоны восходящих потоков теплоносителя, представляющего собой смесь воды, пара и газов.

В докладе изложены новые результаты исследования структурной позиции флюидно-газовых систем Камчатки. Показано, что пламбинги могут объединяться в закономерно организованные пространственные совокупности, в плане тяготеющие к апикальным частям магматических питающих систем, расположение которых контролируется разломными структурами. Распределение локальных зон рагрузки газовых потоков и флюидов контролируется более мелкими разрывными нарушениями, значительная часть которых имеет вулкано-тектоническое происхождение. Значительную роль в формировании конкретных условий разгрузки флюидов играют гидрогеологические условия. Изменение растворимости газов в подземных водах, сезонные промерзания приповерхностной части грунтов, значительные изменения обводненности резервуаров из-за снеготаяния и обильного выпадения осадков приводят к тому, что пространственно-временная картина эмиссии газов из разломных зон приобретает «мерцающий» характер, что следует учитывать при разработке методов прогноза землетрясений с использованием мониторинга газов.

Обращено внимание на то, что проявления углеводородных газов (а возможно, и нефти) на Камчатке пространственно сопряжены с гидротермальными пламбингами и приурочены к одним и тем же разломам. На примере Узон-Гейзерного, Авачинско-Радыгинского и Южно-Камчатского потенциально газоносных районов показано, что для таких разломов типична высокая контрастность геофизических полей, глубокое заложение и они, как правило, являются поперечными шовными зонами, разделяющими блоки с различной историей геологического развития, по крайней мере начиная с позднего мела.

Выполнен анализ результатов почвенно-газовых съемок у подножий Мутновско-Гореловской и Авачинско-Корякской групп вулканов. Сделан вывод о том, что основные потоки газов (в том числе углеводородных) поступают вдоль разрывных нарушений в зонах развития геотермальных пламбингов. При этом такие разрывы нередко имеют признаки вулканических рифтов даже в тех случаях, когда они развиваются в обстановках сжатия. Это явление связывается нами с расклинивающим действием даек и силлов, внедряющихся в периферических зонах вулканических структур в недра построек. Среди флюидно-газовых пламбингов, приуроченных к разломным зонам Камчатки, по преобладающему составу газовой фазы можно выделить азотные, углекислые и водородные.

Рассмотрены перспективы выявления новых источников геотермальных ресурсов, углеводородов а также водорода как источника энергии для водородной энергетики.

- 1. Андреев В.И., Делемень И.Ф. Опыт изучения пространственно-временной изменчивости поля радона на юго-восточном фланге Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 36–40.
- 2. Бетелев Н.П., Гузеев Е.А., Делемень И.Ф., Кулачкин Б.И., Пирадов К.А., Радкевич А.И., Уткин И.С. Методические особенности мониторинга оползневых процессов в тектонически активных районах (на примере Камчатки) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 46–51.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Физическая природа линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Спутниковые методы и системы исследования Земли. М.: ИКИ РАН, 2003. Т. 2. С. 177–183.
- Делемень И.Ф. Некоторые эволюционно-географические проблемы рельефообразования и подготовки опасных процессов на гидротермальных системах современных вулканических областей // Геология и эволюционная география. Вып. 5. СПб: Эпиграф, 2005. С. 251–255.
- 5. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.
- 6. Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературатурные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1992. 161 с.
- 7. Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Словцов И.Б., Делемень И.Ф., Пузанков М.Ю., Поляков А.Ю., Иванысько Г.О., Батаева О.П.,. Зеленский М.И. Моделирование эксплуатации участка Дачный Мутновского геотермального месторождения в связи с обеспечением теплоносителем Мутновской ГеоЭС 50 МВт // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 24–40.
- Корчуганова Н.И. Геологические структуры на космических снимках // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 10. С. 60–67.
- 9. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- 10. Рябухин А.Г., Макарова Н.В., Макаров В.И. Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 146 с.
- 11. Структура гидротермальной системы / С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов, Г.П. Сандимирова, Г.Н. Королева, И.Ф. Делемень и др. М.: Наука, 1993. 298 с.
- 12. Федотов С.А., Уткин И.С., Делемень И.Ф., Уткина Л.И. Динамика роста и развития проточных магматических очагов Мутновско-Гореловской группы вулканов, их тепловые поля и накопленное ими подземное тепло // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 11–29.
- Яроцкий Г.П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга, 2007. 301 с.

А.Д. Дучков¹, Л.С. Соколова¹, К.М. Рычкова²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия ²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

ТЕПЛОМАССОПОТОК ИЗ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ ПО ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВЫМ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Территория Тувы, сложенная в основном структурами салаирского и каледонского возраста, подверглась в кайнозое тектоно-магматической активизации [1], в результате чего в ее восточной части произошли крупные излияния базальтов (Восточно-Тувинское лавовое нагорье) и образовались многочисленные разломные зоны, формирующие складчато-глыбовую структуру региона. Разломные зоны снижают механическую прочность коры и способствуют повышенному выносу подземных флюидов и глубинного тепла. О высоких температурах в недрах Восточной Тувы до недавнего времени свидетельствовали, кроме проявлений кайнозойского вулканизма, термальные источники [2] и немногие (таблица) геотермические оценки теплового потока [3].

Ранее было показано [4], что индикаторами интенсивности современного тепломассопереноса из недр литосферных блоков, наряду с другими, является отношение концентраций стабильных изотопов гелия $R = {}^{3}He/{}^{4}He$ во флюидах термоминеральных источников и тепловой поток q. Чем выше в результате тектономагматических процессов интенсивность выноса глубинного вещества (и ³He), тем больше значения R и q. Изотопный состав гелия, попавшего из горных пород в подземные флюиды, с течением времени усредняется и становится, как и фоновый тепловой поток, региональной характеристикой геоблока. Эмпирически установлено, что эти параметры связаны между собой корреляционной зависимостью [4]: q = 18,231 lgR + 181,82. (1)

Для уточнения параметров современного тепломассопереноса из литосферы Восточной Тувы мы предприняли изучение концентрации изотопов гелия в термоминеральных источниках этого региона [5]. Всего было отобрано и изучено порядка 40 проб газа и воды из 12 источников Восточной Тувы и сопредельных районов Бурятии (таблица). Анализ проб выполнялся И.Л. Каменским в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201. В пробах определялись концентрации Не, Ne, Ar и отношения изотопов ³He/⁴He = R. В процессе интерпретации определялась и исключалась из суммарного потока гелия атмосферная компонента и оценивалась его мантийная составляющая He_м. По значениям R и формуле (1) оценивались значения теплового потока. Наиболее достоверные результаты измерений He, He_м, R и оценок q приведены в таблице.

Ho-	Пункт и его	Тип	He	R =	He _м /He,	q,
мер	координаты	про-		$(^{3}\text{He}/^{4}\text{He})$	%	мВт
п/п		бы		×10 ⁻⁸		$/M^2$
1	Холун-Угун, 99°12' в.д., 52°36' с.ш.	Газ	1020	155	13	76
2	Шутхулайский, 99°06' в.д., 52°30' с.ш.	Вода	100	210	18	78
3	Хойто-Гол, 99°02' в.д., 52°40' с.ш.	Газ	3710	65	5	69
4	Красные Камни, 98°55' в.д., 52°38' с.ш.	Газ	4960	170	14	77
5	Чойган, 98°45' в.д., 52°35' с.ш.	Газ	170	420	35	84
6	Биче-Соруг, 98°25' в.д., 52°33' с.ш.	Вода	6,6	179	16	78
7	Тарыс, 42°98' в.д., 50°13' с.ш.	Газ	4600	69	4.5	68
8	Уш-Бельдыр, 98°07' в.д., 51°28' с.ш.	Газ	2900	56	4.5	68
9	Маймалыш, 97°28' в.д., 51°40' с.ш.	Газ	2800	129	11	74
10	Салдам, 97°22' в.д., 50°40' с.ш.	Вода	390	50	4	67
11	Азасский, 96°27' в.д., 52°25' с.ш.	Газ	10	129	10	70
12	Нарын, 96°05' в.д., 51°24' с.ш.	Вода	-	45	-	66
13	Джумалинский (Горный Алтай), 88°08' в.д., 49°24' с.ш.	Газ	5600	10	0,7	54
Геотермические измерения теплового потока [3]						
1	Ак-Суг, 96°30' в.д., 53°25' с.ш.	-	-	-	-	75
2	Арыскан, 96°28' в.д., 53°41' с.ш.	-	-	-	-	77
3	Танзек, 96°14' в.д., 50°30' с.ш.	-	-	-	-	60

Гелий и его изотопы в источниках Тувы, сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая, значения теплового потока

Примечание: размерность значений концентрации гелия: в водных пробах – в 10⁻⁸ см³/см³ H₂O, в газовых пробах – в 10⁻⁴ % моль.

По этим данным значения R в источниках Восточной Тувы изменяются от $45 \cdot 10^{-8}$ до $420 \cdot 10^{-8}$, повсеместно сохраняясь намного выше средних значений R для палеозойской коры (порядка $(5...10) \cdot 10^{-8}$ [4]). Эти данные прямо указывают на современное поступление мантийного изотопа гелия (³He) в земную кору региона. Наиболее высокие значения He_м (5...37 %) и R = $((65...420) \cdot 10^{-8})$ зафиксированы в пробах из шести углекислых термальных источников, расположенных в непосредственной близости к позднеплиоцен-голоценовым базальтовым полям. Максимальное значение R = $420 \cdot 10^{-8}$ обнаружено в спонтанном газе источника Чойган.

Эта оценка превышает аналогичный параметр по Хубсугульской впадине и западному флангу Тункинской впадины, уступая лишь субмантийным значениям R, зафиксированным в центральной части Тункинской впадины, где R_{макс} = 1120·10⁻⁸ [6]. Выявленная аномалия, несомненно, связана с проявлениями четвертичного вулканизма, широко развитого на северо-востоке Тувы. Однако, несмотря на то, что к югу и западу, современный вулканизм в Восточно-Тувинском регионе затухает, высокие значения $R = (45...129) \cdot 10^{-8}$ фиксируются и в других источниках Восточной Тувы и прилегающих районов Монголии [6]. Средняя величина R здесь составляет 52·10⁻⁸, т.е. значительно выше фоновых значений для палеозойской коры. Существование относительно высоких значений R на этой обширной территории можно объяснить наличием в этом регионе скрытой современной разгрузки массопотока, обогащенного ³Не. Таким образом, в результате проведенных исследований на востоке Тувы выявлена обширная изотопно-гелиевая аномалия. Она, очевидно, сформировалась над краевой частью глубинного мантийного источника, располагающегося в основном в недрах БРЗ. Нашими исследованиями область разгрузки массопотока расширена к западу от границы БРЗ на 250-300 км (примерно до 96° в.д.). Фоновые значения R для земной коры палеозойского возраста установлены значительно южнее изученного региона при анализе источников Хангайского (Монголия) блока [6] и зафиксированы нами в пробах газа из Джумалинского термального источника (таблица), расположенного в Горном Алтае вблизи западной границы Тувы.

Сведения об изотопах гелия во флюидах термоминеральных источников использованы для приближенной оценки теплового потока по формуле (1). Изотопно-гелиевый метод определения q детально обоснован [4] и прошел проверку при изучении благородных газов в термальных источниках Монголии, Байкальской рифтовой зоны, Китая, Тянь-Шаня, Восточных Карпат и других регионов. Точность определения теплового потока этим методом не высока, вероятно, не выше 20 %. Однако при отсутствии более достоверных данных и такие оценки этого параметра представляются весьма полезными. Тепловой поток, определения и зафиксированы вблизи Восточно-Тувинского лавового нагорья. Новые определения теплового потока зими выполненных ранее в этом регионе геотермических измерений (таблица). Средний тепловой поток Восточной Тувы по всем оценкам, полученным как геотермическим, так и изотопно-гелиевым методом, составляет 72 мВт/м². Таким образом, по уровню теплового потока Восточная Тува практически не отличается от западной оконечности БРЗ [7]. Тепловой поток здесь в 1,5–2,0 раза превышает средний уровень q (~45 мВт/м²), присущий как западной части Тувы, так и всей остальной территории Алтае-Саянской области [3].

Оценки глубинных температур в земной коре региона, рассчитанные геотермическим методом по тепловому потоку [3], показали, что высокому q в Восточной Туве соответствуют высокие значения глубинных температур (900–1100 °С на глубинах 40–50 км) и резкое уменьшение мощности литосферы (подъем астеносферы) до 60–80 км. В Восточно-Тувинском лавовом нагорье (ВТЛН), где тепловой поток возрастает до 84 мВт/м², температура солидуса достигается уже на глубине 50 км. В Западной Туве, где среднее q составляет 45 мВт/м² (как и в других районах АССО), литосфера представляется более холодной. Температуры в низах земной коры не превышают 500–600 °С, а мощность литосферы увеличивается до 150–180 км и более.

Выполненные исследования показали, что Восточная Тува (к востоку от 96° в.д.) характеризуется аномальными значениями отношения изотопов гелия, характеризующего массопоток из мантии, и теплового потока. Эти аномалии свидетельствуют о наличии интенсивного современного тепломассопереноса из недр Восточной Тувы, причем на гораздо большей территории, чем это ранее представлялось по данным о распространении продуктов новейшего вулканизма. На востоке эти аномалии смыкаются с западным флангом Тункинского мантийного изотопно-гелиевого максимума [5] и соответствующей аномалией q [7]. Полученные данные свидетельствуют, таким образом, о развитии рифтогенного процесса к западу от юго-западного фланга БРЗ. Вероятно, что скрытая разгрузка мантийного вещества происходит и западнее ВТЛН, в южной части Белин-Бусийнгольского грабена и к западу от него. Установленные значения потоков гелия и тепла подтверждают существование современного тепломассопереноса из недр Восточной Тувы, обусловленного тектономагматической активизацией региона в кайнозое и наличием проницаемых зон, связанных с глубинными разломами.

Литература

- 1. Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 90 с.
- 2. Пиннекер Е.В. Минеральные воды Тувы. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1968. 105 с.
- 3. Тепловое поле недр Сибири / Под ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
- 4. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- 5. Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л. Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // ДАН. 2007. Т. 417, № 6. С. 814–817.
- 6. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 1–21.
- Лысак С.В., Писарский Б.И. Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 45–53.

К.М. Константинов

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия

ДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ МАМСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ПОЛОСЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Палеомагнитные исследования магнетитсодержащих пород (метасоматиты) мамской кристаллической полосы имеют ключевое значение при разработке геодинамической концепции развития Байкальской складчатой области (БСО). Метасоматиты [1, 2] сложены меланократовыми грубочешуйчатыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. В составе пород постоянно наблюдаются магнетит (до 10 %) и эпидот. Тела метасоматитов имеют мощность более 100 м и включают многочисленные линзы, прослои и прожилки гранат-кварц-магнетитовых и магнетит-гранатовых пород. Породы в зонах метасоматической переработки имеют элементы залегания, близкие к вмещающим образованиям слюдянкинской и согдиондонской свит среднего рифея, но занимают в плане несколько секущее положение по отношению к вмещающим горизонтам. Абсолютный возраст метаморфизма мамской серии оценивается в пределах 400 – 320 млн лет.

Ориентированные образцы отобраны из двух обнажений, расположенных на крыльях линейной складки (φ =58,2°, λ =112,7°). Магнитные характеристики пород существенно варьируются по величинам магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Степень анизотропии магнитной восприимчивости достигает 50 %. По данным магнито-минералогических анализов носителями намагниченности является магнетит с Тк=575 °С. Палеомагнитные направления характеристической ЕОН удалось получить главным образом по обн. 2. За счет небольших вариаций элементов залегания пород установлено, что кучность векторов ЕОН в древней системе координат (Кд=20,5) незначительно превышает их кучность в современной системе координат (Kc=19,0). Метасоматиты обн. 2 имеют прямую N (Dcp=146°, Jcp=15°, α_{95} =22,5) и обратную R (Dcp=323°, Jcp=-16°, α_{95} =5,1) полярность векторов ЕОН. Все вышесказанное указывает на относительную растянутость во времени процесса формирования метасоматитов и доказывает древнее и, скорее всего, доскладчатое время приобретения ими характеристической ЕОН.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по 42 образцам, имеет координаты: $\Phi=17^{\circ}$ ю.ш., $\Lambda=151$ в.д., dp/dm=2.6/5.0, fm=+8°. Он развернут относительно траектории кажущейся миграции полюса Сибирской платформы против часовой стрелки (рис. 1). Геологическая интерпретация допускает рассмотрение метасоматитов в качестве продукта Fe-Mg-Ca метасоматоза, развивающегося по зонам повышенной трещиноватости, параллельно осевым поверхностям линейных складок, и сопровождающего крупные нарушения надвигового типа. Эти зоны на момент формирования должны были представлять собой пологие (субгоризонтальные) надвиги, субсогласные первичной слоистости пород мамской толщи. Следовательно, мамская толща была дислоцирована позднее формирования метасоматитов.



Рис. 1. Положение палеомагнитных полюсов, вычисленных по первичным компонентам ЕОН горных пород Восточной Сибири.

I – кимберлитовые трубки: І – Обнаженная, III – Заполярная+Поисковая, IV – Юбилейная, V – Сытыканская, VI – им. XXIII съезда КПСС, VII – Удачная-Западная, VIII – Удачная-Восточная, IX – Ботуобинская, X – Нюрбинская, XI – Айхал; 2 – траппы: (Р₂-Т₁) II – (тр. Айхал, Юбилейная, Сытыканская); (D₃-C₁) XII – р. Вилюй, XIII – р. Марха), XIV – р. Лиенда, XV – р. Накын, XVII – р. Кюленке, XVIII – р. Тюнг, XIX – р. Муна; 3 – лампрофиры калали-бутуинского комплекса Байкальской складчатой области (БСО); 4 – трубки взрыва р. Мурурин (Алданского щита); 5 – метасоматиты мамской кристаллической полосы (БСО); 6 – траектория кажущейся миграции полюса Сибирской платформы [9], цифра – возраст в млн лет.

Согласно имеющимся геолого-геофизическим данным по югу Восточной Сибири [3–5], после позднедокембрийского коллизионного этапа Сибирской платформы (СП) с Баргузинским микроконтинентом (БМк) наступает пауза относительного тектонического спокойствия, в течение которой формируется единая для этих тектоно-стратиграфических экзотических блоков венд-кембрийская терригенно-карбонатная плита (рис. 2): блоки располагались в субэкваториальном поясе, а БМк примыкал с севера к южной (в географической системе) окраине СП [6]. В ордовике, в процессе закры-



тия Палеоазиатского океана (ПАО), композиционный континент (СП+БМк) перемещается в северные широты навстречу гипотетическому Еравнинскому микроконтиненту (ЕМк). С этого времени наступает второй коллизионный этап, отмеченный субгоризонтальными надвигами в зоне активизированной границы сочленения СП и БМк и образованием по ним метасоматитов. Формирование генеральных структур БСО (огибание, складкообразование, надвигание) произошло в результате деформации геологических структур вокруг древнего континентального основания БМк и синхронного раскрытия Вилюйского палеорифта, вызвавшего разворот Алданского щита по часовой стрелке [6–8].

Рис. 2. Плейттектонические разрезы формирования Байкальской складчатой области в венде-среднем палеозое.

СП – Сибирская платформа, Б-П – Байкало-Патомская СФЗ, М-Б – Мамско-Бодайбинская СФЗ, Б-Мк – Баргузинский микроконтинент, ПАО – Палеоазиатский океан, Е-Мк – гипотетический Еравнинский микроконтинент, мс (точечная линия) – метасоматиты.

Литература

- 1. Спиридонов А.В., Ажимова А.И. О стратиграфии и структуре мамской толщи Северо-Байкальского нагорья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 80–90.
- 2. Таевский В.М., Таевская З.К. Новые данные по стратиграфии мамской кристаллической полосы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, 1961. С. 7–39.
- Егоров Ю.И. Методические аспекты и результаты использования геофизических данных для тектонического районирования Байкальской горной области // Тектоника Сибири. Т. 10. 1980. С. 90–98.
- 4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1 М.: Недра, 1990. 328 с.
- Тектоника юга Восточной Сибири. (Объяснительная записка к тектонической карте юга Восточной Сибири масштаба 1:1500000) / Составители А.П. Таскин, Г.Л. Митрофанов, Ф.В. Никольский, Т.В. Мордовская. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1987. 104 с.
- 6. Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. канд. дис. Иркутск, 1998. 18 с.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый вывод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. 1997. № 6. С. 42–55.
- Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Апарин В.П., Хузин М.З., Томшин М.Д., Ивлиев К.А., Гладкочуб Д.П., Киселев А.И. Отражение среднепалеозойского этапа формирования Вилюйского палеорифта в палеомагнитных данных юга Восточной Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. В 2-х томах. Т. 1. С. 155–158.
- Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. Л., 1991. 125 с.

Т.Г. Константинова¹, И.Ф. Делемень²

¹ Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), Петропавловск-Камчатский, Россия ² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ ПРИ СИЛЬНЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

При сильных землетрясениях основным поражающим фактором, вызывающим повреждения и разрушения зданий и сооружений, являются сейсмические колебания. Однако нередки случаи, когда такие события провоцируют возникновение других опасных процессов и явлений, не всегда имеющих сейсмогенную природу. В Курило-Камчатском регионе часть таких процессов локализуется в разломных зонах. К ним относятся, в первую очередь, сейсмогенные рвы и вторичные деформации грунтов [6], сейсмогенные оползни [5], а также разнообразные процессы, вызванные разжижением грунтов [7], обрушением вулканических построек [1, 2] и т.д.

При изучении соотношения дизъюнктивной тектоники и вторичных опасных процессов следует разделять первичные дизъюнктивные нарушения, деформации вдоль которых вызывают землетрясения, и вторичные, которые своим возникновением обязаны сильным землетрясениям. Для первичных разломов, с учетом их размеров (длина сотни километров и более, при ширине и глубине в десятки километров), связь вторичных опасных процессов с ними опосредованна. Вторичные дизъюнктивы, в свою очередь, можно разделить на сейсмогенные и экзогенные. Сейсмогенные разрывы образуются в момент сейсмических деформаций при сильных землетрясениях. Известны многочисленные примеры, когда именно такие нарушения контролировали схождение многочисленных оползней при катастрофических землетрясениях (например, в Кобе, Япония, 1995 г., M = 7,2; Чуйское, Россия, 2003 г., M = 7,5 и др.). При этом оползни не всегда являются сейсмогенными, так как хотя сейсмические колебания и могут приводить к обрушению еще не ослабленных склонов, однако чаще этому подвергаются склоны, ослабленные по другим причинам.

Так же как и в других регионах, на Камчатке обвалы и оползни сосредоточиваются вдоль разломных уступов. Рассматривается несколько причин, вызывающих локализацию опасных склоновых процессов у их подножия. Считается, что чаще всего основным фактором является наличие значительных превышений рельефа (например, сход серии оползней при землетрясении в Чимботе, Перу, 1970 г., М=7,8). На Камчатке такой механизм характерен в основном для возникновения цепочек обвалов вдоль линейных разломных зон, контролирующих положение абразионных уступов

Восточного побережья Камчатки. По результатам макросейсмических обследований, выполненных нами, наибольшая концентрация таких процессов наблюдается в районе Шипунского полуострова и береговых уступов, обрамляющих Авачинскую бухту в юго-восточной части Камчатки [4]. Следует отметить, что обвальные процессы при землетрясениях развиваются не повсеместно вдоль береговой линии, а только на тех участках, где берег контролируется разломной зоной. Авторы не склонны увязывать это явление с вертикальными смещениями по таким разрывам при землетрясениях. Использование инженерно-геофизических работ позволяет сделать вывод о том, что по сместителям изученных разломных зон существенных вертикальных смещений на протяжении голоцена не про-исходило, а преобладали криповые деформации. Нами сделан вывод, что увеличению степени ослабленности склонов на таких участках способствует специфическое сочетание геолого-гидрогеологических факторов.

Таким образом, на Камчатке, в отличие от других регионов Евразии и мира, образование форм потери устойчивости склонов при землетрясениях чаще всего происходит не вследствие сейсмотектонических подвижек по сместителям разломов, сейсмические колебания играют лишь роль триггера, запуская процесс потери устойчивости ранее ослабленных склонов. Причина этому видится в том, что сейсмофокальная зона находится на удалении около 70–100 км от побережья полуострова.

Исключение составляют самые крупные обвалы в долинах рек, которые сосредоточиваются вдоль разломов, в пределах докайнозойского структурного этажа, для которых характерно развитие сдвиговых деформаций, в том числе и в голоцене. Не исключено, что здесь сильные землетрясения, происходившие в прошлом, сопровождались сдвигами по разрывам, что в свою очередь вызывало сход обвалов и оползней. По такому механизму, по мнению К. Крылова, при землетрясении 1906 г. сошел гигантский оползень Дэли-сити на территории г. Сан-Франциско, причем в его формировании сыграли роль сдвиговые подвижки вдоль разлома Сан-Андреас.

При землетрясениях может происходить не только потеря устойчивости склона, но также потеря сцепления грунта, которая сопровождается процессами разжижения грунтов. В зависимости от степени первичной обводненности рыхлых пород, их литологического состава и гранулометрии, рельефа, фациальных условий, могут проявляться различные виды разжижения – образуются песчаные дайки и песчаные фонтаны, гейзеры, провалы, песчаные грифоны и т.д. Чаще всего видимая связь таких образований и процессов с разломной тектоникой не наблюдается. Так, например, при исследованиях процессов разжижения грунтов на Корфской косе при Олюторском землетрясении нами обнаружено, что в песке образовались многочисленные зияющие трещины и разрывы, однако связь их с разломной тектоникой не наблюдалась, хотя было хорошо заметно их закономерное расположение относительно простирания косы [3, 8].

Вместе с тем, при изучении следов проявления процессов разжижения грунтов, происходивпих на Камчатке в прошлом (побережье Авачинской бухты, междуречье рек Фальшивая и Жировая, бассейны р. Паужетка, Паратунка и т.д.), было замечено, что простирание песчаных даек и других дислокационных структур и текстур в рыхлых грунтах согласуется с простиранием разрывных нарушений. Выполнено сопоставление с подобными явлениями в других регионах мира (например, разжижение грунтов при сильных землетрясениях, происходивших в различные годы в пределах сейсмической зоны Нью-Мадрид в бассейне р. Миссисипи, США, при землетрясении 2001 г. в Бхай, Индия, М=7,9 и т.д.). Сделан вывод, что имеется связь между масштабами разжижения и мощностью рыхлых отложений – чем она больше, тем более ярко выражена такая связь. Характерно, что для отложений небольшой мощности связь между участками разжижения и элементами строения разломов не наблюдается; если же мощность превышает первые десятки метров, то в таких случаях зоны разжижения приурочены к тем участкам разломов, которые контролируют простирание наиболее погруженной части генетически связанного с ними осадочного бассейна. Направление цепочек грязевых выбросов, гейзеров, грифонов, песчаных кратеров и даек согласуется с простиранием таких дизьюнктивов либо ортогонально к ним.

- Аносов Г.И., Делемень И.Ф., Константинова Т.Г. Склоновые и оползневые процессы на территории г. Петропавловска-Камчатского // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 9–12 сентября 2003 г. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 916–921.
- Делемень И.Ф. Некоторые эволюционно-географические проблемы рельефообразования и подготовки опасных процессов на гидротермальных системах современных вулканических областей // Геология и эволюционная география. Вып. 5. СПб: Эпиграф, 2005. С. 251–255.

- Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения (20)21 апреля 2006 года // Олюторское землетрясение (20)21 апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 54–125.
- 4. Константинова Т.Г. Макросейсмические последствия сильных камчатских землетрясений // Экология и природные ресурсы Камчатки: Материалы работы секции «Экология и природные ресурсы Камчатки» межрегиональной научно-практической конференции «История и проблемы правоприменительной деятельности органов государственной власти Камчатского края в сфере природопользования и охраны природных ресурсов». Петропавловск-Камчатский, 21–22 апреля 2008 г. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. С. 53–65.
- Константинова Т.Г., Аносов Г.И., Делемень И.Ф. Оползневые и склоновые процессы в сейсмически и вулканически опасных районах // Сергеевские чтения. Вып. 6. Инженерная геология и охрана геологической среды. М.: МГУ, 2004. С. 135–139.
- 6. Константинова Т.Г., Аносов Г.И., Иглин А.А., Середа В.В., Уткин И.С. Факторы сейсмического и экологического риска при строительстве в прибрежных зонах Восточной Камчатки // Опасные природные процессы и экология Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2002. С. 17–32.
- Константинова Т.Г., Делемень И.Ф., Аносов Г.И. Эффекты разжижения грунтов в зонах разломов и их инженерно-сейсмологическое значение // Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: Материалы совещания. Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 331–334.
- 8. Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения 21 апреля 2006 года // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2006. № 1. С. 169–173.

А.В. Кривецкий¹, А.А. Бизяев², С.В. Моисеев³, Г.Е. Яковицкая¹

¹ Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, Россия

³ ОАО «Евразруда», Таштагол, Россия

ТЕКТОНИКО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ ТАШТАГОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ РАЗРУШЕНИЯ МАССИВОВ

Известно, что исследования тектонических процессов в земной коре являются определяющими в развитии геодинамики и сейсмических событий в массивах горных пород. В связи с этим рассмотрим на конкретном примере одного из рудных месторождений – Таштагольского железорудного месторождения – связь между изменением напряженно-деформированного состояния при отработке месторождения, в том числе и под воздействием техногенных факторов, возникновением критических состояний разрушения породных массивов и методами их диагностики.

С точки зрения геомеханики Таштагольское месторождение является одним из наиболее сложных. Здесь трещины группируются в несколько основных систем, покрывая густой сетью и магнетитовые руды, и вмещающие породы. Вследствие этого все горные породы месторождения представляют собой тектоническую систему ограниченных блоков различной величины, связь между которыми в определенных условиях может ослабевать или полностью отсутствовать [1].

Выделены четыре основные системы трещин, из которых две являются господствующими. Степень трещиноватости пород существенно изменяется в пределах отдельных участков месторождения, увеличиваясь по мере приближения к крупным нарушениям, достигая максимума в зонах смятия и дробления, а также в зонах выветривания и разгрузки породных массивов у поверхности. Первая система представлена крутопадающими на запад субпараллельными нарушениями субмеридионального направления. Наиболее четко выражен диагональный разлом. На гор. -280 м выделяется тектоническое нарушение северо-западного направления с вертикальным падением и амплитудой горизонтального смещения 80 м. Вторая система дизъюнктивных нарушений представлена пологопадающими нарушениями северо-восточного направления с падением на северо-запад. Наиболее крупное нарушение (пологая тектоническая зона) достоверно установлено на следующих горизонтах: -140 м подсечено сборно-вентиляционным штреком и нарезными выработками. На этаже -280 ÷ -210 м пологая тектоническая зона расщепляется на серию локальных тектонических нарушений и трещин, представляющих собой единую тектоническую зону, мощность которой достигает 80 м. Прямых пересечений крутопадающих дизъюнктивов и пологой тектонической зоны в горных выработках не наблюдалось. Третья система представлена нарушениями субширотного простирания с падением на юг. Блоковый характер рудной зоны обусловлен преимущественно субмеридиональными и субширотными нарушениями. Четвертая система тектонических нарушений представлена крутопадающими зонами дробления и рассланцевания северо-западного направления, совпадающего с про-

² Новосибирский государственный технический университет (НГТУ), Новосибирск, Россия

стиранием вмещающих пород и рудной зоны в целом. Мощность зон нарушения достигает 1 м, во многих случаях они залечены дайками диоритовых порфиритов.

Кроме четырех основных систем дизьюнктивов, в рудном теле отмечаются многочисленные мелкие тектонические трещины различных ориентировок и углов падения. Вмещающий горный массив представлен сиенитами, сланцами, туфами, гранатовыми и эпидот-гранатовыми скарнами, диоритовыми и полевошпатовыми порфиритами и другими видами пород, которые по своим физикомеханическим и электрическим свойствам весьма разнообразны. Наиболее слабыми из вмещающих пород являются сланцы, обладающие ярко выраженной физической анизотропией [1].

Изменение напряженно-деформированного состояния массивов вызывает возникновение и рост трещин, что, в свою очередь, является источником возникновения сейсмоакустических (САЭ) и электромагнитных (ЭМИ) сигналов.

Исследования по анализу сигналов САЭ и ЭМИ от естественных источников излучения в натурных условиях проводились с целью определения горно-технологических условий, способствующих наиболее интенсивному развитию и росту трещин, а следовательно, и наибольшему уровню АЭ и ЭМИ-излучения.

Считается, что по мере продвижения горных выработок в глубь массива горных пород в окрестности этих выработок происходит разрушение прилегающих к ним боковых пород, что связано с интенсивным образованием трещин – источником АЭ и ЭМИ-излучения. Следовательно, окрестности вновь пройденных выработок, в особенности забои, являются источником повышенного фона ЭМИ, который наблюдается также на участках интенсивного заколообразования. Повышенный фон ЭМИ наблюдается и во время бурения скважин. Таким образом, при горнопроходческих работах, когда имеет место процесс нарушения сплошности и отделения части горной породы от массива, происходит изменение его напряженно-деформированного состояния, а соответствующая область является источником интенсивного ЭМИ-излучения.

Методика исследований включала профилирование вдоль выработки гор -210 м, орт 2, сложенной магнетитовыми рудами. Всего вдоль выработки было отмечено 27-28 пикетов, в каждом из которых проводилась регистрация сигналов ЭМИ при расположении ферритовой стержневой антенны в трех взаимно перпендикулярных направлениях: горизонтально соосно с осью выработки, ортогонально ей и в вертикальном положении [2]. Повторные измерения в этой же выработке и по этим же пикетам проводились через год и затем через два года. Результаты измерений представлены на рис. 1, где регистрировались относительные значения сигналов ЭМИ в l(a), $2(\delta)$ и 3(e) годы исследований соответственно. Измерения проводились с помощью приборов РЭМИ-2 (№№ 1, 2, 3 и 4), которые отличались уровнем чувствительности.

Анализ результатов измерений показал, что в первый год измерений повышенный уровень ЭМИ-сигналов до ~ 28 отн. Ед. по всему профилю выработки регистрировался прибором (1), а прибором (3) — до 20 отн. ед. — только от 14-го до 19-го пикетов. Остальные два прибора фиксировали незначительный уровень эмиссионных сигналов. Геомеханическая обстановка на контуре этой выработки несколько изменилась в следующем году, когда и (1), и (2), и (3) приборы фиксировали на одном и том же участке (пикеты 14-19) повышенный уровень электромагнитных сигналов, достигавший последовательно значений 60, 40 и 35 отн. ед., что соответствовало, по нашему мнению, развитию зоны трещинообразования. Дополнительно к этому можно добавить, что прибором № 2 во второй год измерений регистрировался повышенный (до 43 отн. ед.) уровень эмиссионных сигналов с 11-го пикета, уменьшаясь до 10 отн. ед. к 14-му пикету, вновь увеличиваясь затем от 14-го к 16-му пикету до 60 отн. ед. Прибор № 4 по-прежнему регистрировал незначительный уровень сигналов ЭМИ, что свидетельствовало о его низкой чувствительности. Измеренные уровни сигналов ЭМИ в этой же выработке в третий раз, в 2002 г., от приборов РЭМИ-2 № 1, № 2 и № 3 увеличились до 191, 150 и 130 отн. ед. соответственно. Это подтвердило наличие в промежутке между 14-м и 19-м пикетами сформировавшейся зоны интенсивного трещинообразования, при этом регистрировавшийся во второй год измерений повышенный уровень сигналов от 11-го до 14-го пикета уменьшился. Таким образом, с помощью сравнительного анализа результатов измерений по уровням сигналов ЭМИ от естественных источников излучения при профилировании горной выработки было установлено формирование и развитие во времени зоны трещиноватости и определено ее местоположение.

На Таштагольском руднике имеет место совместное использование методов АЭ и ЭМИ, как дополняющих и развивающих друг друга, так как оба они основаны на регистрации одних и тех же процессов – возникновения и развития трещин, т.е. динамики трещинообразования [3, 4].

Методика исследований диагностики критических состояний массивов горных пород предусматривала многолетнее отслеживание динамики изменения фонового уровня сигналов ЭМИ в це-



лом по шахте и сравнение его с показаниями приборов типа РЭМИ-2 (регистратор электромагнитного излучения) в конкретных выработках.

Для этого были выбраны «контрольные точки», расположенные в местах, удаленных от фронта очистных и нарезных работ. Для определения изменения уровня ЭМИ проводились постоянные (не менее 3–4 раз в неделю) замеры уровня сигналов ЭМИ на контрольных точках. Периодически регистрация уровня сигналов ЭМИ проводилась в северном квершлаге гор. –140 м, на востоке орта № 2 гор. –210 м, в южном квершлаге гор. –350 м. Всего за период с 22.01.2004 г. по 29.12.2004 г. было проведено 233 серии замеров.

Рис. 1. График изменения уровня сигнала ЭМИ на Таштагольском руднике при формировании зоны трещиноватости на участке массива от 14-го до 19-го пикета, гор. – 210 м, орт 2, уровни сигналов ЭМИ, зарегистрированные приборами, *1*, *2*, *3*, *4* соответственно: *a* – 2000 г., *б* – 2001 г., *в* – 2002 г.

На рис. 2, *а* и *б*, представлены уровни сигналов ЭМИ в виде гистограмм и различные виды геодинамической активности – в виде графиков, ромбами показаны месяцы со специальными технологическими взрывами. Здесь по оси абсцисс отложены значения периодичности регистрации показаний за четыре года, начиная с 01.01.2000 г. до 01.09. 2004 г. На рис. 2, *а*, по оси ординат приведены характеристики средних изменений уровней сигналов ЭМИ, полученных с помощью приборов



Рис. 2. Сравнительные характеристики толчков и уровней сигналов ЭМИ (*a*) и динамических проявлений горного давления и уровней сигналов ЭМИ (*δ*), зарегистрированных с помощью приборов типа РЭМИ-2.

РЭМИ–2 по месяцам (слева), и динамики основных признаков геодинамической активности (справа), а именно процессов перераспределения горного давления в виде толчков, зафиксированных микросейсмическим методом с помощью сейсмостанции за трехлетний период. Из рис. 2, *a*, следует, что, за истекший период имеет место удовлетворительное соответствие между результатами, полученными обоими методами, т.е. при повышении геодинамической активности уровень сигналов ЭМИ соответственно повышался.

На рис. 2, б, приведены значения количества сейсмособытий, зарегистрированных в течение каждого месяца выше 3-го класса (ось ординат, справа) и усредненные показатели среднемесячного фона ЭМИ за такой же период времени (ось ординат, слева), полученные в течение трехлетнего периода. Здесь так же очевидно соответствие между данными, полученными двумя методами, кроме того, и сейсмодатчики, и приборы РЭМИ-2 одинаково реагировали на взрывные воздействия, проводимые на руднике и способствующие интенсивному трещинообразованию, т.е. повышался как класс сейсмособытий, так и уровень сигналов ЭМИ.

Анализируя результаты, измерений, приведенных на рис. 2, можно резюмировать, что повышенные значения уровня сигналов ЭМИ указывают на:

– возрастание геодинамической активности шахтного поля преимущественно в виде обрушений;

 возможность реализации избыточного горного давления в виде предельно упругих деформаций (толчки, сейсмособытия 1–3 класса).

Итак, сравнительный анализ уровней сигналов ЭМИ на контрольных точках в течение длительного времени показал возможность сравнительной оценки геодинамической стабильности в отдельных выработках и определения на качественном уровне склонности горного массива к различного рода динамическим проявлениям горного давления.

Отметим также, что полученный дополнительный материал подтверждает предыдущий опыт использования приборов типа РЭМИ-2. Он заключается в том, что наиболее эффективно данная аппаратура регистрирует:

- активизацию процессов перераспределения горного давления на контуре горных выработок;

– увеличение геодинамической активности в законтурной части выработок;

– нестабильность обстановки, которая фиксируется либо повышенными по сравнению с фоновыми значениями сигналов ЭМИ, либо значительными вариациями показаний приборов на отдельных участках.

Таким образом, на основании результатов экспериментов показано, что

1) метод, основанный на регистрации сигналов ЭМИ, может успешно использоваться для отслеживания формирования и развития зоны трещиноватости, а так же определения ее местоположения;

2) метод ЭМИ в условиях подземных горных выработок предпочтительно использовать для диагностики состояния массива на контуре выработок и в законтурной зоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 08-01-00031 и 08-05-00025.

Литература

- 1. Курленя М.В., Еременко А.А., Шрепп Б.В. Геомеханические проблемы разработки железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 2001. 182 с.
- Яковицкая Г.Е. Методы и технические средства диагностики критических состояний горных пород на основе электромагнитной эмиссии. Новосибирск: «Параллель», 2008. 314 с.
- Курленя М.В., Опарин В.Н. Скважинные геофизические методы диагностики и контроля напряженнодеформированного состояния массивов горных пород. Новосибирск: Наука, 1999. 335 с.

4. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.

А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ТЕКТОНИТЫ ЗОН ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ГЕОДИНАМИКА ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ)

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (СБВП) вскрывается в западной части Байкало-Патомского краевого поднятия [1]. Восточная его граница трассируется по Левоминскому разлому, а западная – по современному краю нагорья. Пояс сложен терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии мощностью не менее 4,5 км и комагматичными вулканитам интрузиями, которые формируют самостоятельный структурный ярус. Его положение определяется четкими границами: подошва несет признаки углового несогласия и срезает складчатые структуры в подстилающих палеопротерозойских образованиях, а кровля ограничивается базальными слоями байкальской серии верхнего рифея. Формирование пояса происходило в постколлизионных условиях [1]. Возраст пород пояса попадает в интервал от 1,82 до 1,87 млрд лет (U-Pb метод по циркону).

Для СБВП характерна высокая степень тектонической раздробленности, обусловленная большим количеством разнообразных по морфологии и кинематике разрывных нарушений. Последние создают сложные ветвящиеся, пересекающиеся и сливающиеся друг с другом системы, расчленяющие территорию на ряд линзовидных блоков. Для всей системы блоков установлены дифференцированные смещения относительно друг друга и общая тенденция перемещения их в северозападном направлении.

Среди большого разнообразия тектонитов определенный интерес вызывают тектониты, слагающие протяженные зоны шириной до 5 км с пологим залеганием сланцеватости и полосчатости. Ранее эти тектониты относились к регионально метаморфизованным образованиям, возникшим по осадочно-вулканогенным породам, и стратифицировались [2]. В результате детального картирования было установлено, что подобные тектониты связаны с процессами динамометаморфизма [3, 4]. Они имеют неравномерное распространение по площади и пространственно тяготеют к вулканитам, слагающим низы акитканской серии, в то время как верхние части разреза (чайский уровень) ими не затронуты.

Динамометаморфические изменения варьируются от зеленосланцевого до эпидотамфиболового метаморфизма, и максимальных значений они достигают в Даванской зоне смятия, где отмечается широкое проявление метасоматоза [5]. При этом полагалось, что метасоматиты формировались в условиях стресса. Однако наблюдения показали, что очково-сланцеватые текстуры метасоматитов отражают структурно-текстурный рисунок замещаемых пород, т.е. они наследуют текстуру тектонитов. Радиологический возраст процессов метасоматоза варьируется от 1560±72 млн лет (Rb-Sr метод) до 1740 млн лет (U-Pb метод по цитролитам) [5] и не коррелируется ни с более ранними (палеопротерозойские), ни с более поздними тектоническими движениями (байкальские и каледонские). Следовательно, тектонические события, приведшие к возникновению тектонитов, попадают во временной интервал формирования акитканской серии, т.е. до формирования метасоматитов. По геологическим данным возникновение тектонитов произошло на завершающих стадиях вулканизма домугдинского уровня, но до начала чайского, т.е. между 1875 и 1863 млн лет.

На начальных стадиях возникновения тектонитов вулканиты преобразуются в порфироиды (бластомилонит-порфиры), в которых отмечается интенсивное изменение текстурного облика пород без изменения минерального состава. Структура порфироидов бластопорфирокластовая со сланцевато-очковой и полосчатой текстурой. Структуры основной массы трансформируются в бластомилонитовую и микролепидогранобластовую с четко выраженными элементами сланцеватости. Минеральный состав основной массы характеризуется присутствием кварца, плагиоклаза, калишпата, хлорита, серицита и эпидота. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом, реже кварцем. Размеры их варьируются от 0,2 до 1,0 см. Фенокристы полевых шпатов подвергаются дроблению и приобретают угловатые очертания, а в сильноизмененных разновидностях они имеют форму овоидов, вытянутых по сланцеватости. Вкрапленники кварца обычно приобретают мозаичное строение и волнистое угасание. Постепенно в процессе перекристаллизации зернистость основной массы вулканитов увеличивается и появляются чешуйки биотита и зеленой роговой обманки. Если процесс идет с привносом шелочей, то возникают порфиробласты микроклина. При дальнейшем метаморфизме порфироиды постепенно преобразуются в биотитовые, биотит-амфиболовые очковые бластомилониты или в равномерно-зернистые ортогнейсы с гнейсовидной текстурой. Для ортогнейсов характерны бластомилонитовые и порфиробластовые текстуры и гетерогранобластовые и лепидобластовые структуры. Порфиробласты представлены микроклином. Очковые бластомилониты отражают большую степень проявления кремнещелочного метасоматоза, и их минеральный состав характеризуется порфиробластами микроклина, метасоматическим кварцем, альбитом, биотитом. Часто в очковых бластомилонитах присутствуют скиалиты порфироидов. Нарастание метасоматических процессов приводит к формированию лейкократовых гранитов массивного облика, иногда с реликтами директивных текстур.

Расчеты PT условий начальной кристаллизации гранитоидов показали, что она осуществлялись при T \approx 860°C и P \approx 1,7–3,0 кбар [6]. Эти значения позволяют предполагать, что становление

гранитоидов происходило на глубинах 6–9 км, т.е. в приповерхностных условиях. Следовательно, формирование тектонитов осуществлялось в пределах этих же глубин.

Анализ распространения плоскостных и линейных элементов в тектонитах показал, что на значительной площади они характеризуются устойчивыми условиями залегания. Сланцеватость и гнейсовидность имеют падение на восток и юго-восток (80–110°) под углами 10–40°. Реже они имеют диаметрально противоположное падение. Минеральная линейность и штрихи погружаются по падению плоскостных элементов, формируя тренд по линии 130–310°.

Тектониты по гранодиорит-порфирам дельбичиндинской интрузии (р. Кунерма) обладают С-S строением. Сланцеватость S имеет падение на восток – юго-восток и обусловлена ориентировкой чешуйчатых минералов (серицита, хлорита, биотита), которые обтекают порфирокласты полевого шпата. Сланцеватость С обладает прерывистым характером и составляет тонкие полоски скольжения, по границам которых отмечается переориентировка S сланцеватости. Структурный рисунок, наблюдаемый в ориентированных образцах и шлифах, указывает, что тектонический транспорт вещества осуществлялся в условиях некоаксиального сдвига по субгоризонтальным или полого погружающимся на север-запад поверхностям. Минеральная линейность на плоскостях рассланцевания, в сочетании с бороздчатостью и штрихами скольжения, соответствует а-линейности, т.е. совпадает с направлением тектонического движения по азимуту 300°.

На левобережье р. Левой Мини при однонаправленном погружении сланцеватости в тектонитах на восток устанавливается два пересекающихся направления сланцеватости, погружающейся на восток под разными углами (но не круче 40°) и соответствующей мезомасштабным С-S структурам. Микроструктуры бластомилонитов характеризуются S и C-S тектонитовым строением. Первому виду микроструктур свойственна ромбическая симметрия с сильно уплощенными порфирокластами, а для второго – моноклинная симметрия с порфирокластами типа сигма. Кинематическая интерпретация наблюдаемых фактов указывает на возможность проявления разнонапраленных движений по системе пологих сдвигов в единой структурной зоне. При этом наиболее ранние движения осуществлялись в восточном направлении, а поздние – в северо-западном.

Таким образом, динамометаморфические преобразования в вулканитах протекали на небольших глубинах. Прежде всего они проявились в вулканитах, остывших до уровня температур низов зеленосланцевой фации метаморфизма. Вследствие интенсивного протоклаза вулканиты утратили первичные магматические текстуры и приобрели облик от протомилонитов до бластомилонитов с четкой ориентировкой чешуек биотита по типу S-тектонитов. Такие условия указывают на пластическое течение простого сдвига, в результате чего происходило преобразование вулканитов в тектониты с характерными плоскостными текстурами. Геодинамические условия формирования СБВП и тектонитов, в частности, реализовались в режиме растяжения, вызванного левосдвиговыми смещениями с формированем пулл-апарт структур.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: 08-05-98070-р Сибирь_а, 08-05-00245 и Научной школы НШ-3084. 2008.5.

- 1. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Науч. ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
- Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.–Л: Наука, 1964. 226 с.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
- Мазукабзов А.М. Глубинные разломы Северо-Байкальского нагорья и их кинематика // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 49–63.
- Собаченко В.Н. Особенности проявления субщелочных кислых магматитов и приразломных метасоматитов протерозоя в краевых структурах юга Сибирской платформы // Докембрий Северной Евразии: Тез. Междунар. совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 96–97.
- 6. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.

Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В последние годы в районе озера Байкал выполнены магнитотеллурические зондирования в диапазоне периодов от первых секунд до 10000 секунд и более. Пункты наблюдений МТЗ расположены вокруг южной части озера. Ряд МТЗ выполнен со льда озера. Обработка осуществлялась с применением современных программ и технологий. В результате обработки получены кривые кажущегося электрического сопротивления, характеризующие распределение электропроводности литосферы до глубины 150 км и более.

В основу интерпретации МТЗ положены кривые, ориентированные вдоль и поперек озера Байкал. В первом приближении Байкальская впадина представляет собой вытянутую структуру протяженностью 640 км при средней ширине около 50 км. Впадину можно аппроксимировать двумернонеоднородной моделью. Поэтому кривые МТЗ, ориентированные вдоль впадины, приняты продольными, а поперек впадины – поперечными. Анализ показывает, что продольные и поперечные кривые подвержены сильному влиянию локальных и региональных геоэлектрических неоднородностей среды.

К локальным неоднородностям относятся приповерхностные неоднородности, соизмеримые с длиной измерительных линий. Влияние этих неоднородностей приводит к расхождению кривых по уровню сопротивлений. При этом форма амплитудных кривых сохраняется, а фазовые кривые совпадают. Данный эффект, названный эффектом р, проявляется за счет гальванического перераспределения электрического тока в районе приповерхностных геоэлектрических неоднородностей.

К региональным геоэлектрическим неоднородностям относится Байкальская впадина, заполненная проводящими осадочными отложениями и водой, а также глубинные разломы, проникающие в земную кору и верхнюю мантию. Впадина и глубинные разломы проявляются в поведении продольных и поперечных кривых в зависимости от периода вариации магнитотеллурического поля. Продольная и поперечная кривые по форме представляеют собой «ножницы», т.е. с увеличением периода возрастает расхождение продольной и поперечной кривых. В зоне проводящего глубинного разлома значения кажущегося поперечного сопротивления уменьшаются с увеличением периода до первых единиц и менее Ом·м. В зоне непроводящего глубинного разлома значения кажущегося поперечного сопротивления возрастают до первых тысяч и более Ом·м. Продольная кривая кажущегося сопротивления в меньшей мере затронута влиянием разлома и характеризует изменение глубинной электропроводности. По форме «ножниц» выявлены глубинные разломы в районе пунктов Узур, Тырган, Солнопечное, Тальцы, Быстрая, Выдрино, Бабушкин, Энхалук, Шигаево. Глубинные разломы имеют протяженность сотни километров. Они ограничивают впадину озера Байкал. Предполагается, что глубинные разломы проникают на глубины первые десятки километров и более.

Со льда озера магнитотеллурическими зондированиями изучена глубинная электропроводность дна озера. Продольная и поперечная кривые МТЗ различны по своей форме. Поперечная кривая в области низких частот представлена нисходящей асимптотической ветвью. Значения кажущегося электрического сопротивления закономерно уменьшаются с увеличением периода вариаций до значений сотых и менее долей Ом·м.

Результаты изучения пробных двумерных моделей впадины озера показали, что поперечная кривая в сильной мере искажена влиянием высокоомных бортов впадины. Данная кривая не отражает реальный глубинный разрез впадины и не может быть использована для формальной интерпретации с целью определения геоэлектрических параметров. Продольная кривая МТЗ в меньшей мере подвержена искажению. Она характеризует распределение электропроводности с глубиной и на первом этапе исследований вполне может быть принята в качестве основной для изучения глубинной электропроводности. При этом нужно иметь в виду, что продольная кривая за счет влияния бортов впадины на периодах более 100 с занимает уровень кажущегося сопротивления примерно на 30–50 % выше, чем уровень локально-нормальной кривой.

На продольных кривых выражены минимумы на периодах 0,1 – 5,0 с, 500 – 900 с и 5000 – 8000 с. Первый минимум связан с осадочным чехлом, второй и третий – отражают наличие глубинных проводящих слоев. По данным предварительной интерпретации продольной кривой МТЗ геоэлектрический разрез в средней части озера Байкал (напротив п. Энхалук) представляется в следующем виде: толща воды имеет мощность около 600 м, удельное электрическое сопротивление 200 Ом·м. Ниже залегает толща осадков мощностью до 700 м с удельным сопротивлением 3 Ом·м. Она

подстилается породами кристаллического фундамента с удельным электрическим сопротивлением не менее 10000 Ом·м. Литосфера содержит проводящие слои на глубинах 30–50 км и 150–200 км с удельными электрическими сопротивлениями 15 и 10 Ом·м. Полученные данные являются предварительными. Для их уточнения необходима инверсия кривых МТЗ с привлечением двух мод и трехмерного численного моделирования. Это даст возможность учесть влияние поперечных структур осадочного чехла Байкальской впадины и сложных очертаний береговой линии.

Н.Н. Неведрова, Е.В. Поспеева Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время электромагнитные методы широко применяются для двух связанных между собой задач: изучения глубинной структуры массивов горных пород и мониторинга природных и техногенных геодинамических процессов с целью их прогнозирования. На территории Горного Алтая Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН проводит комплексные геологогеофизические исследования. Значительное расширение этих работ в настоящее время связано с разрушительным Чуйским землетрясением, которое произошло 27 октября 2003 г. в 11 часов 33 минуты 23 секунды по Гринвичу с магнитудой 7,3 по шкале Рихтера. Это событие является наиболее сильным за инструментальный период сейсмологических наблюдений. Очаговая зона располагается на территории Чуйской и Курайской впадин, Северо-Чуйского хребта. Основной разрыв землетрясения прослеживается на земной поверхности в виде прерывистой двадцатикилометровой полосы сейсмотектонических трещин, рвов, оползней и смещений грунта. Были зафиксированы конуса выноса грязевых грифонов, через которые выбрасывались разжиженные породы верхней части разреза в очень больших объемах. Было отмечено существенное изменение гидрогеологических условий Чуйского и Курайского артезианских бассейнов, а также гидрохимического состава подземных вод. Такое глобальное перераспределение поровой и пластовой влаги является дополнительным основанием для применения электромагнитных методов.

В период 2007–2008 гг. Институтом нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН были выполнены комплексные электромагнитные исследования (МТЗ и ЗС) по двум профилям, расположенным в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (рисунок, *a*). Результаты детальных комплексных работ позволили продвинуться в понимании особенностей геоэлектрического строения осадочного чехла и земной коры сложного тектонического участка в эпицентральной области Чуйского землетрясения. Они также свидетельствуют о необходимости продолжения измерений комплексом электромагнитных методов для выяснения связи аномалий электропроводности с развитием геодинамических процессов региона.

В результате выполненных исследований составлено представление о геоэлектрическом разрезе осадочного чехла и земной коры эпицентральной зоны Чуйского землетрясения. На рисунке, б. представлен геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю № 3 ЗСБ, на котором выделен хорошо проводящий слой, залегающий на палеозойских отложениях. Слой выдержан по УЭС, которое в его центральной части находится в интервале от 23 до 27 Ом м (3С 118-138). В северной части профиля резко сокращается мощность слоя и повышается его сопротивление (3С 138-170). Слой, отнесенный к туерыку, выдержан по мощности и сопротивлению. Самый верхний горизонт переменной мошности наиболее высокоомный, что связано с его литологическим составом – присутствием моренных грубообломочных пород [1]. В палеозойских отложениях на глубинах более 1000 м достаточно уверенно выделяется геоэлектрическая граница, полученная в северной части профиля по данным обоих методов. Но на данном этапе исследования нет обоснованного геологического объяснения смены электрических свойств пород на этой глубине. На профиле № 2 (Чаган) наблюдается плавное погружение опорного электрического горизонта в северо-восточном направлении, что соответствует общей геологической ситуации. Профиль начинается на юго-западе долины недалеко от горного обрамления, а его северо-восточный фланг расположен примерно в центральной части грабена, где мощность осадков максимальна. Общая мощность осадков достигает 260 м, что значительно меньше, чем на профиле № 3. Мощность второго высокоомного слоя согласуется с данными ВЭЗ.







а – профили и пункты электромагнитных наблюдений на фрагменте геологической карты (западная часть Чуйской впадины, Горный Алтай); *б* – геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю № 3.

Наиболее интересной представляется глубинная информация о строении литосферы, полученная по результатам интерпретации МТЗ. По данным магнитотеллурических исследований в пределах верхней – средней коры западной части Чуйской впадины выделяется слой пониженного сопротивления. Глубина его верхней кромки составляет 8–10 км, а сопротивление менее 10 Ом м. В плане изучения глубинного строения и его связи с сейсмичностью региона проводник интересен тем, что на отмеченных глубинах (ближе к его кровле) концентрируется большинство гипоцентров крупных землетрясений. Повышение кровли внутрикорового проводящего слоя до глубин 8-10 км под известными очаговыми зонами землетрясений (Алтайская и Шапшальская) зафиксировано на участке Акташ – Саглы регионального профиля Ташанта – Кош – Агач – Тээли, выполненного ГПКК «КНИИГиМС». Здесь на протяженном отрезке профиля наблюдается понижение удельных продольных электрических сопротивлений слоя до величин 10 – 20 Ом м, кровля поднимается на минимальные в этом районе отметки – около 8 км, суммарная продольная проводимость слоя увеличивается. На участке Акташ – Саглы фиксируется приподнятое (до 8–12 км) положение кровли под известными очаговыми зонами землетрясений (Алтайская и Шапшальская). Наиболее значительно параметры «корового проводящего слоя» изменены в пределах Алтайской очаговой зоны землетрясений. Здесь на протяженном отрезке профиля наблюдается понижение удельных продольных электрических сопротивлений слоя до величин 10-20 Ом м, кровля поднимается на минимальные в этом районе отметки – около 8 км (против 20 км «нормального» залегания), суммарная продольная проводимость слоя увеличивается. Сопоставление полученных данных с данными по гипоцентрам зарегистрированных землетрясений позволяет предположить, что приподнятая кровля внутрикорового проводящего слоя может отделять верхний жесткий блок от более пластичной флюидонасыщенной нижней части, на границе которых и происходит максимальная разгрузка накапливающихся напряжений. Анализ геоэлектрических построений, выполненных в сейсмоактивных районах (Байкальской рифтовой зоне, восточной части Алтае-Саянской горной области и др.), показал, что очаговые зоны землетрясений могут быть приурочены к зонам сочленения структур с контрастными геоэлектрическими показателями. Вероятнее всего очаги землетрясений формируются в переходных зонах от высокоомных объектов в верхней части коры к объектам с относительно низкими сопротивлениями на тех же уровнях. В пределах зон с аномально высокой электропроводностью и в пределах зон с высоким сопротивлением очаги землетрясений не образуются.

Временные изменения флюидной системы и геофизических неоднородностей консолидированной коры находятся в зависимости от геодинамической обстановки и, следовательно, термодинамических условий. Вариации удельного сопротивления корового проводящего слоя до и после серии землетрясений слабых и умеренной силы были зарегистрированы в течение нескольких месяцев на Бишкекском полигоне, что интерпретировалось как изменение флюидонасыщенности проводящего слоя [2].

Таким образом, на современном этапе изученности территории методом МТЗ можно говорить о том, что намечены определенные критерии оценки глубинной природы сейсмичности региона по электроразведочным данным.

Литература

- 1. Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 23–29.
- 2. Кисин И.Г. Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов // Вестник ОГГН РАН. 2001. № 2 (17). С. 1–19.

Б.М. Седов Северо-Восточный КНИИ (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩА КОЛЫМСКОЙ ГЭС НА ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И УРОВНЯ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Колымская ГЭС – первая гидроэлектростанция из каскада запланированных и строящихся электростанций на участке среднего течения р. Колымы. Этот отрезок бассейна реки расположен в зоне сплошного развития многолетней мерзлоты (криолитозоне), мощность которой в зависимости от абсолютных отметок и характера рельефа изменяется от 200 до 600 м и более. Под крупными не-

промерзающими озерами мерзлота, как правило, отсутствует. Поскольку большинство притоков Колымы зимой промерзают полностью, эта полноводная летом река к весне превращается в маленькую речку, которая местами промерзает до дна, что приводит к образованию наледей.

Район Колымской ГЭС, согласно карте ОСР-97, относится к восьмибалльной зоне сотрясаемости [1]. На момент проектирования и строительства ГЭС, в соответствии с нормативными документами, эта зона характеризовалась меньшей балльностью – 7. Изменение балльности в сторону увеличения поставило энергетиков перед необходимостью оценки фактической безопасности сооружений ГЭС. Такие исследования, включая оценку исходного балла сейсмичности, были проведены Магаданским филиалом ГС РАН.

Район Колымской ГЭС территориально располагается в пределах сейсмического пояса Черского [2], который протягивается от побережья Северного Ледовитого океана до Охотского моря. Его сейсмичность отражает геодинамическое взаимодействие Евразийской и Североамериканской плит. Большинство эпицентров землетрясений пространственно тяготеют к разломам двух направлений – северо-западному, совпадающему с простиранием сейсмического пояса, и поперечным им тектоническим нарушениям. В частности, к одному из последних – Детринскому – приурочена долина Колымы, превратившаяся в настоящее время в водохранилище ГЭС. При максимальном запасе воды его длина достигает 450 км при ширине в первые десятки километров и глубине до 130 м [3]. Ложе водохранилища представлено преимущественно сланцами Верхоянского комплекса. Плотина и подземный машинный зал Колымской ГЭС построены на гранитах Большепорожной интрузии. Сооружения отделены от водохранилища естественным узким каналом, «пропиленным» Колымой в гранитах. Большепорожная интрузия – это единственный массив гранитов, который прорезан Колымой; несколько подобных тел огибаются рекой. Это позволяет предположить, что река в районе плотины и подводящий канал также находятся в зоне разлома, настолько узкого, что он не был отмечен при инженерно-геологических изысканиях.

При мониторинге локальной сейсмичности района Колымской ГЭС было зафиксировано заметное уменьшение количества землетрясений на участке водохранилища. Это явление не считается исключительным, и такие факты известны для некоторых крупных водохранилищ [3, 4]. Более часто наблюдается усиление сейсмичности за счет возникновения техногенных землетрясений; также отмечается появление наведенной сейсмичности в ранее асейсмичных районах. Все эти явления исследовались, и им дано то или иное объяснение.

Водохранилище Колымской ГЭС характеризуется одной существенной особенностью, отличающей его от изученных случаев: здесь заполнившая его вода не только создает напряжение в массиве, меняющееся циклически в течение года, но и за счет его оттайки резко снижается прочность пород, ранее находившихся в многолетнемерзлом состоянии. Лабораторными и натурными измерениями установлено, что при оттайке льдосодержащих рыхлых и трещиноватых пород не только снижается их прочность, но и начинают проявляться реологические свойства. По геологическим и геофизическим данным, Детринский разлом, с которым пространственно совпадает водохранилище ГЭС, является достаточно широкой зоной дробленых (милонитизированных) пород, ограниченных субвертикальными поверхностями, уходящими на глубину до 10–12 км. Снижение прочности пород тектонической зоны разлома привело к тому, что горизонтальные напряжения, при которых происходит сдвиг с выделением упругой энергии, существенно уменьшились, в результате снизился не только энергетический класс землетрясений К, но и уменьшилось их общее количество. Повидимому, в этом процессе существенную роль играют и реологические свойства пород зоны разлома, приводящие к тому, что часть напряжений снижается за счет скольжения (крипа) без генерации землетрясений.

В заключение отметим, что снижение сейсмичности после заполнения водохранилища – бесспорный факт, установленный по данным мониторинга. Представления об оттайке пород в зоне разлома базируются на термодинамических расчетах, правомерность которых неоднократно проверялась при различных видах горных работ в криолитозоне, однако фактическая глубина оттайки для ложа водохранилища Колымской ГЭС достоверно не известна.

- 1. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР–97. Масштаб 1:8000000 / В.И. Уломов, В.Н. Страхов, В.С. Шумилина и др. М., 2000.
- 2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- 3. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 252 с.
- 4. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

Уральский государственный горный университет (УГГУ), Екатеринбург, Россия

ОРИЕНТИРОВКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В СКАЛЬНОМ МАССИВЕ ПЕТРОПАВЛОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Активизация разломов не всегда выражается в виде сейсмических явлений [1, 2, 7]. При решении прикладных задач на ограниченных территориях становится очевидным, что активность может быть свойственна локальным тектоническим нарушениям, протяженность которых составляет несколько километров или первые сотни метров. Такие разломы встречаются повсеместно как в областях древней складчатости, так и на платформах [1–3, 6, 7]. Активизация локальных тектонических структур обусловлена их подвижностью, т.е. процессами деформации в зоне шва при современном напряженном состоянии породных массивов. Под современной активизацией следует понимать деформации, которые происходили в зоне разлома в течение ближайшего геологического, исторического и реального времени и продолжаются сейчас.

Активные тектонические разломы обладают повышенной проницаемостью для различных флюидов [1, 3, 5–7]. В результате многолетних исследований фильтрационных свойств скальных массивов на территории Среднего и Южного Урала был сделан вывод о том, что повышенная проницаемость тектонических нарушений является важнейшим признаком их современной активизации [5, 6].

Движение вдоль активных разломов невозможно без значительного силового воздействия на массив. Направление движения по разлому зависит от расположения плоскости смещения данного разлома в поле современных напряжений. Определение ориентировки осей главных нормальных напряжений является принципиальным вопросом при изучении активных тектонических разломов. Необходимо отметить, что большинство авторов допускают одну и ту же существенную ошибку, располагая оси главных нормальных напряжений под углом к горизонтальной плоскости.

Наиболее значимой движущей силой, действующей в земной коре, является гравитация. Сила тяжести является силой первого порядка, она не может выступать в качестве производной от других сил, то есть в качестве некоего касательного напряжения. Следовательно, одно из главных нормальных напряжений будет совпадать с вектором силы тяжести и будет всегда направлено вертикально. Это предопределяет горизонтальную ориентировку двух других осей главных нормальных напряжений.

В приповерхностной части земной коры напряжение от веса горных пород является относительно небольшим, поэтому по вертикальной оси располагается главное минимальное напряжение σ_3 . При этом роль главного максимального и главного промежуточного напряжений (σ_1 и σ_2) в верхней части земной коры принадлежит тектоническим силам, направленным горизонтально [3–6, 8]. С увеличением глубины данное соотношение изменяется, что предопределяет геодинамическую этажность земной коры и саму возможность формирования разломов различной кинематики [6]. Представление о достаточно строгой вертикальной и горизонтальной ориентировке осей главных нормальных напряжений позволяет успешно применять метод геолого-структурного и геомеханического анализа как для определения направления современного силового воздействия на массивы скальных пород, так и для выявления активных тектонических нарушений.

В 2006–2008 гг. на территории Петропавловского рудного поля (Южный Урал) были выполнены исследования, в задачи которых входило определение и прогноз водопритоков в действующий карьер «Юбилейный», ведение поисковых работ на подземные воды, организация режимных наблюдений и расчет прогнозных водопритоков в проектируемые шахтные стволы. Был собран значительный объем фактического материала, включая данные площадной и скважинной геофизики, результаты опытно-фильтрационных работ, наблюдений за уровнем подземных вод, бурения инженерногеологических и гидрогеологических скважин. В процессе инженерно-геологических изысканий под шахтные стволы в 2007–2008 гг. было пробурено четыре контрольно-стволовые скважины глубиной 650, 1250 и две по 1350 м.

В ходе работ на территории Петропавловского рудного поля было выделено несколько активных тектонических разломов. Активные разломы фиксируются в скальном массиве вулканогенных пород по данным сейсморазведки, отмечаются в качестве зон дробления в естественных обнажениях, выделяются по геоморфологическим данным, а также при бурении скважин в виде зон повышенной раздробленности пород. Так, например, на поисковом участке «Скальный» был выделен водоносный разлом с азимутом простирания 260°. В современном поле действующих напряжений данный разлом активизируется как раздвиг. Из скважины 10р, расположенной в зоне разлома, была выполнена длительная кустовая откачка, которая показала, что депрессионная воронка имеет вытянутую форму и развивается строго вдоль тектонического разлома.

В 2007 г. в ходе изысканий под проектируемые шахтные стволы в центральной части Петропавловского рудного поля двумя контрольно-стволовыми скважинами 1С и 2К был вскрыт крупный тектонический разлом. Скважина 1С пересекла разлом на глубине 1168–1330 м, скважина 2К – на глубине 900–1000 м. Разлом представляет собой активное тектоническое нарушение сбросовой кинематики с азимутом простирания 255–260°, важнейшим признаком его современной активизации является высокая водоносность. Расчетные прогнозные водопритоки в шахтные стволы по зоне сброса составили 700 м³/час.

Активные тектонические разломы могут выступать не только в качестве водоносных зон, но и в качестве линейных водоупорных границ. В центральной части Петропавловского рудного поля вблизи месторождения «Юбилейное» было выделено два водоупорных разлома, разделяющих единый палеозойский водоносный комплекс на три изолированных в гидрогеологическом отношении сегмента: западный, центральный и восточный. Развитие депрессионной воронки в результате водоотлива из действующего карьера «Юбилейный» происходит в основном по центральному сегменту север-северо-западного простирания. Разломы оказали значительное влияние на изменение величины водопритока в карьер. При последовательном вскрытии сначала западного, а затем восточного разлома притоки подземных вод в карьер возрастали в 1,5–2,5 раза. Водоупорные тектонические нарушения имеют древний возраст, являются основными рудоконтролирующими разломами месторождения «Юбилейное» и активизируются в поле современных напряжений как левые хрупкопластичные сдвиги с азимутами простирания 320–330°.



При помощи космического снимка территории Петропавловского рудного поля был проведен анализ пространственного расположения линейных элементов рельефа, связанных с активными тектоническими разломами, и построена роза-диаграмма (рисунок). Было получено, что главное максимальное напряжение σ_1 имеет два направления воздействия с азимутами 260 и 280°. Исследования напряженного состояния скальных массивов по ряду месторождений Урала показали, что такая картина является скорее правилом, чем исключением. Предположительно, это связано с тем, что главное максимальное напряжение попеременно действует по одному из двух направлений, переключаясь на угол порядка 20–30°.

Роза-диаграмма, отражающая ориентировку линейных элементов рельефа и активных тектонических разломов Петропавловского рудного поля.

I – раздвиги и сбросы; *2* – левые хрупкие сдвиги; *3* – левые хрупко-пластичные сдвиги; *4* – правые хрупкие сдвиги; *5* – правые хрупко-пластичные сдвиги; *6* – надвиги.

Современное тектоническое напряженное состояние скального массива приводит к активизации следующих кинематических типов разломов: раздвигов и сбросов с азимутами простирания 260 и 280°, надвигов с азимутами простирания 350 и 190°, хрупких и хрупко-пластичных правых сдвигов с азимутами простирания 230 и 210°, а также хрупко-пластичных левых сдвигов с азимутами простирания 320°. В результате анализа собственных данных и материалов других исследователей [1, 2, 6, 7] был сделан вывод о том, что аналогичные азимуты простирания активных разломов могут наблюдаться не только по Южному Уралу, но и по всему Уральскому региону в целом, а также по территории Западной Сибири.

В качестве активных тектонических водоносных структур на территории Петропавловского рудного поля преимущественно проявляются раздвиги и сбросы с азимутами простирания 260°. В качестве водоупорных границ выступают древние тектонические разломы, которые в современном поле напряжений активизируются как левые хрупко-пластичные сдвиги с простиранием 320–330°.

Расположение древних разломов под углом 50–60° к современному направлению действия главного максимального напряжения приводит к реализации значительной доли пластических деформаций, в результате чего фильтрационные свойства скальных пород снижаются.

Литература

- 1. Величкин В.И., Кочкин Б.Т. Активность тектонических движений в районе ПО «Маяк» (Челябинская обл.) в связи с перспективой захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008. № 1. С. 3–13.
- 2. Гуляев А.Н., Дружинин В.С., Демина А.Ю., Гладышев Р.М., Осипов В.Ю., Косолопов А.А. Современные активные зоны нарушения сплошности верхней части земной коры на территории Екатеринбурга // Инженерная геология. 2008. № 3. С. 13–16.
- 3. Лукьянов А.Е. Гидрогеомеханический анализ ориентировки водоносных тектонических структур в скальных породах Петропавловского рудного поля // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. № 6. С. 84–85.
- 4. Макаров А.Б. Практическая геомеханика. Пособие для горных инженеров. М.: Изд-во «Горная книга», 2006. С. 41–61.
- Тагильцев С.Н. Использование тектонофизического анализа для оценки гидрогеологической роли разломов. // Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере: Тез. докладов Всесоюз. сов. Иркутск, 1990. С. 169–170.
- 6. Тагильцев С.Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003.
- Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью) // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009.
- 8. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

С.Н. Тагильцев, А.Е. Лукьянов

Уральский государственный горный университет (УГГУ), Екатеринбург, Россия

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ СКАЛЬНОГО МАССИВА ПЕТРОПАВЛОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Для Уральского региона характерно широкое развитие скальных пород. Разработка месторождений полезных ископаемых, решение вопросов водоотведения и водоснабжения за счет подземных вод сделали необходимым изучение гидрогеологических свойств скальных массивов. Скальные массивы на территории Урала в процессе длительной геологической истории переживали неоднократные периоды погружения на значительную глубину, прерываемые периодами поднятий и частичной денудации, подвергались метаморфизму и метасоматозу в условиях изменения температуры и давления, поэтому первичная открытая трещиноватость палеозойских пород полностью утрачена. Нередко древние трещины залечены кристаллическим материалом, не уступающим по прочности вмещающим породам.

Трещина, как следствие деформации, возникает в результате силового воздействия на породный массив. Напряжения от веса горных пород в верхней части земной коры в приповерхностной зоне максимальной трещиноватости имеют минимальные значения и, как правило, не превышают прочности скальных пород. В качестве основного источника деформаций выступают тектонические напряжения. По мнению ряда современных авторов, тектонические напряжения распространены в земной коре практически повсеместно. При этом вектор главного максимального напряжения имеет горизонтальную ориентировку [1–6]. В качестве основной причины развития трещин в верхней части скальных массивов рассматривается процесс разгрузки избыточных тектонических напряжений на свободную земную поверхность.

Для исследования проницаемости скальных массивов необходим комплексный научный подход, опирающийся на знание геологии, гидрогеологии, структурной геологии и геомеханики. Основные идеи и принципы данного подхода рассмотрены в рамках научного направления «гидрогеомеханика скальных массивов» [5]. Изучение массовой трещиноватости на ряде месторождений Среднего и Южного Урала позволило выявить закономерное «волнообразное» изменение фильтрационных свойств с глубиной в относительно однородных скальных массивах [4]. Исследования последних лет позволяют дополнить представления о гидрогеологической стратификации скальных массивов.

В 2007–2008 гг. на территории Петропавловского рудного поля были выполнены инженерногеологические изыскания под проектируемые шахтные стволы. В задачи исследований входил расчет прогнозных водопритоков в вертикальные горные выработки. Глубина четырех контрольностволовых скважин составила 650, 1250 и две по 1350 метров. Гидрогеологические исследования в глубоких скважинах опирались на поинтервальное опробование. Длина интервалов опробования в кровле скального массива составляла 50 м, ниже глубины 200 м длина интервалов увеличивалась до 100–150 м.

Колчеданное медно-цинковое месторождение «Юбилейное» располагается на территории Петропавловского рудного поля, в 100 км южнее г. Сибай (Республика Башкортостан). В настоящее время месторождение отрабатывается открытым способом. Петропавловское рудное поле имеет сложное геологическое строение. В верхней части разреза до глубины 80–100 м здесь залегают рыхлые осадочные отложения юрского возраста, представленные глинами, песками пылеватыми и заглинизированными галечниками. Ниже 80–100 м залегают скальные породы палеозойского возраста.

Инженерно-геологические исследования показали, что, несмотря на существенные различия в петрографическом составе палеозойских пород, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и метаморфические породы имеют близкие прочностные и деформационные показатели. В соответствии с ГОСТ 25.100–95 «Грунты. Классификация», все скальные породы Петропавловского рудного поля были отнесены к категории прочных и очень прочных. Это означает, что по своим геомеханическим показателям скальный массив Петропавловского рудного поля может рассматриваться как однородный.

Поинтервальное опробование глубоких скважин показало закономерное изменение фильтрационных свойств в разрезе. Максимальные фильтрационные свойства наблюдались в кровле скального массива на глубине 100–200 м. Вниз по разрезу фильтрационные свойства постепенно снижались. Несмотря на то, что в разрезе отсутствуют горные породы, обладающие выраженными водоупорными свойствами, при гидрогеологическом опробовании в скальном массиве на глубине 300– 350 м был выявлен водоупорный горизонт. Ниже водоупорного горизонта на глубине 350–450 м фильтрационные свойства вновь возрастали. Региональный водоупорный горизонт фиксировался на глубине 530 м. Закономерное чередование проницаемых и водоупорных зон неизменно повторялось в разрезе каждой инженерно-геологической скважины. Глубина залегания водоносных и водоупорных горизонтов оставалась постоянной независимо от особенностей геологического строения разреза.

Изначально предполагалось, что все трещинные воды в пределах скального массива относятся к приповерхностному палеозойскому водоносному горизонту, обладающему единым уровнем подземных вод. Однако изучение положения статических уровней показало, что напоры подземных вод существенно изменяются в зависимости от глубины залегания исследуемого интервала. Изменение напоров подземных вод с глубиной носит закономерный характер (рисунок). Максимальные напоры наблюдаются в кровле палеозойских пород в интервалах глубин от 100 до 200 м. Вниз по раз-



резу напоры снижаются, на глубине 240–310 м фиксируется минимальный напор подземных вод во всех четырех скважинах. В интервалах опробования, располагающихся ниже глубины 310 м, напоры подземных вод вновь возрастают. Существенный перепад напоров говорит о значительной неоднородности в гидрогеологическом строении палеозойского водоносного горизонта.



В результате поинтервального опробования было выявлено закономерное изменение химического состава подземных вод с глубиной. Изменение содержания макрокомпонентов четко прослеживается по всем четырем инженерно-геологическим скважинам. В верхней части скального массива до глубины 200 м состав подземных вод, как правило, хлоридный кальциево-магниево-натриевый. Начиная с глубины 200 м состав подземных вод изменяется до хлоридно-сульфатного натриевого. Наиболее яркие особенности в химическом составе подземных вод отмечаются на глубине 240–310 м. Здесь наблюдаются максимальные содержания сульфат-иона и иона натрия, а также минимальные содержания хлор-иона, иона кальция и иона магния.

Изменение фильтрационных свойств, химического состава и, что особенно важно, напоров подземных вод с глубиной по разным интервалам опробования свидетельствует о наличии в разрезе обособленных водоносных горизонтов, разделенных водоупорными горизонтами и слоями. Таким образом, благодаря поинтервальному опробованию было выявлено гидрогеологическое расслоение скального массива, связанное с изменением тектонического напряженного состояния с глубиной.

Характерно, что выделенные в разрезе водоносные и относительно водоупорные горизонты не связаны с изменением петрографического состава пород. В геологическом разрезе четырех скважин до глубины 500 м наблюдается сложное переслаивание лав, туфов и вулканогенно-осадочных пород базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и дацитового состава, присутствуют метасоматиты. Прослои лав залегают под углом 25–40° с падением на северо-восток. В массиве отсутствуют породы, обладающие выраженными водоупорными свойствами. Все петрографические разности имеют близкие прочностные и деформационные показатели, поэтому в условиях напряженного состояния под действием современных тектонических сил скальный массив имеет возможность деформироваться как однородный. Деформация массива выражается в гидрогеологическом расслоении на обособленные водоносные горизонты, разделенные относительно водоупорными горизонтами.

Минимальный напор подземных вод по данным опробования всех четырех инженерногеологических скважин наблюдается на глубине 240–310 м, где залегает основной дренирующий горизонт скального массива Петропавловского рудного поля. Несмотря на то, что фильтрационные свойства данного горизонта не являются максимальными, на указанной глубине трещины, по всей видимости, обладают наилучшей взаимосвязью. Как известно, в любой проницаемой среде вода движется по линии наименьшего сопротивления. Следовательно, водоносный горизонт, залегающий на глубине 240–310 м, является наиболее предпочтительным для транзита подземных вод с позиций энергетических затрат.

Гидрогеологическая стратификация скального массива Петропавловского рудного поля определяется механизмом образования массовой трещиноватости в приповерхностной части земной коры в условиях напряженно-деформированного состояния. Наличие тектонических разломов, как структур разрушения, может вносить существенные изменения в фильтрационную структуру скальных массивов и искажать тектоническую стратификацию. Активные тектонические разломы могут выступать в качестве линейных водоносных или водоупорных зон, не связанных с общим закономерным развитием водоносных горизонтов.

В результате гидрогеологических исследований на территории Петропавловского рудного поля были сделаны следующие выводы:

1. Напряженное состояние является основным фактором, влияющим на проницаемость скальных пород и формирующим тектоническое расслоение скального массива Петропавловского рудного поля на ряд выраженных водоносных горизонтов, разделенных водоупорными горизонтами и слоями. Положение водоносных и водоупорных горизонтов не зависит от петрографического состава скальных пород.

2. Основной дренирующий водоносный горизонт скального массива располагается на глубине 240–310 м. Положение основного дренирующего горизонта в разрезе фиксируется по минимальным значениям напора подземных вод и по особенностям их химического состава.

 Тектонические разломы, как геомеханические дефекты скального массива, могут вносить искажения в напряженное состояние массива, а также фиксироваться в гидродинамическом поле в качестве локальных линейных зон повышенной или пониженной проницаемости.

- 1. Лукьянов А.Е. Гидрогеомеханический анализ ориентировки водоносных тектонических структур в скальных породах Петропавловского рудного поля // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. № 6. С. 84–85.
- 2. Лукьянов А.Е. Гидрогеомеханический анализ ориентировки водоносных тектонических структур в скальных породах // Изв. вузов. Горный журнал. 2008. № 8. С. 182–184.
- Макаров А.Б. Практическая геомеханика. Пособие для горных инженеров. М.: Изд-во «Горная книга», 2006. С. 41–61.
- 4. Тагильцев С.Н. Геомеханические основы гидрогеологической стратификации скальных массивов Урала // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 5. С. 75–79.
- 5. Тагильцев С.Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003.
- 6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

М.К. Турапов¹, Н.Ю. Дулабова¹, М.О. Сулейманов¹, Г.А. Мирзаева²

¹ Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз., Ташкент, Узбекистан

² Алмалыкский горно-металлургический комбинат, Алмалык, Узбекистан

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГУЗАКСАЙСКОГО ГРАБЕНА И ЕГО СТРУКТУР

Гузаксайский грабен – одна из линейных структур Чадакского рудного поля. Он протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км. Его граничными элементами являются сбросы. Основание грабена сложено среднекарбоновыми гранитоидами. В северной части грабен сложен вулканогенным комплексом болгалинской свиты (C_2 bl). В центральной части развиты вулканогенно-осадочные образования карабауского комплекса (C_3 kr) с секущей фракцией амфиболбиотитовых андезитдацитов и кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов. Южная часть грабена менее эродирована и покрыта образованиями вулканогенного комплекса шурабсайской свиты (P sr). Широко развиты дайковые образования.

Основными элементами грабена являются его граничные разломы – Акбулак-Каракутанский и Гузаксайский. Это крупные разломы субмеридионального простирания. По генетическому типу это сбросы. Предполагается, что эта система субмеридиональных разломов в некоторой мере унаследовала ориентировку более древней сети нарушений. Система субмеридиональных разломов, в которую входят и граничные структуры грабена, является рудоконтролирующей.

Гузаксайский разлом прослеживается в меридиональном направлении. Мощность его зоны варьируется от 2–3 до 10 м, породы интенсивно раздроблены и минерализованы. Это основная рудовмещающая структура месторождения Гузаксай. Около 70 % золотого оруденения месторождения локализовано в зоне Гузаксайского разлома.

Акбулак-Каракутанский разлом ограничивает грабен в виде мощной зоны, состоящей из серии северо-западных и мелких минерализованных разрывов, выполненных магматическими телами, кварц-карбонат-карбонат-гематитовыми жилами и линзами. Этот разлом, как и Гузаксайский, блокируется многочисленными поперечными нарушениями северо-западного простирания. Эта структура, по мнению многих исследователей, является рудораспределяющей и магмовыводящей.

Гузаксайский грабен как линейная структура формировался в результате опускания участка земной коры и ограничен сбросами – Гузаксайским и Акбулак-Каракутанским. Главная причина образования грабена – возникновение сил растяжения на сводах поднятий при формировании последних.

По данным В.А. Королева, Ф.И. Вольфсона, Л.И. Лукина, В.И. Старостина и др., в земной коре чаще всего проявлены два главных типа тектонических режимов, которые обусловили деформацию пород и тектоническую напряженность – это горизонтальное сжатие и растяжение. По мнению В.А. Королева, региональное горизонтальное растяжение возникает на этапе геосинклинального развития участка земной коры. Одной из особенностей данного этапа является образование протяженных, глубокозалегающих разрывов. Их активность в комплексе с локально проявленными растяжениями может способствовать формированию грабен-синклиналей. Эти граничные структуры могут быть ранее заложенными.

Таким образом, при растяжении происходит вертикальное движение по разломам, которое и приводит к заложению грабена.

В дальнейшем в строение грабена свои коррективы внес карбоновый магматизм. В результате его деятельности северная часть грабена приподнялась и сузилась (до 1000 м), а южная – опустилась.

Верхнепалеозойский тектономагматический цикл активизировал региональные разломы. Активность их была обусловлена региональной тектонической деформацией, в которой горизонтальные движения преобладали и их направление было субмеридиональное. В нашем случае это направление совпадает с простиранием грабена, в связи с чем его граничные структуры и он сам оставались тектонически пассивными и при тектоническом сжатии.

Ответвления региональных разломов северо-западного простирания осложнили строение грабена, придав ему ступенчатое строение. При региональном усилии сжатия особую активность приобрели именно эти структуры. По ним наблюдались сбросо-сдвиговые смещения. Вертикальные движения способствовали формированию ступенчатого строения грабена. Горизонтальные смещения могли вызвать заложение в околоразломном пространстве трещин скола и отрыва. Они субпараллельны граничным элементам грабена и поперечны тектонически активным северо-западным разломам. В последующем эти трещины отрыва и скола переросли в разломы, которые в рудном процессе приобрели статус рудовмещающих структур.

Геодинамика развития грабена была реставрирована на основе анализа результатов изучения геолого-структурных условий размещения оруденения в комплексе с экспериментальными работами по изучению тектонофизических особенностей структур Гузаксайского грабена.

В участках осложнения грабена блокирующими северо-западными разломами под воздействием тектонической активности последних произошло приоткрывание граничных структур – Акбулак-Каракутанского и Гузаксайского разломов. Этот процесс наблюдается и при моделировании структур грабена. В рудном этапе, по всей видимости, в эти полости устремились рудоносные растворы и произошла локализация золотосеребряного оруденения. Эти экспериментальнотеоретические разработки подтверждают металлогенические особенности грабена. В природе именно в участках приоткрывания граничных структур и систем трещин отрыва произошло формирование месторождения Гузаксай, рудных участков Акбулак и Каракутан с размещением золотосеребряного оруденения в полостях граничных разломов.

В.Д. Уколов

Донецкий национальный технический университет (ДонНТУ) МОН, Донецк, Украина

О КУЛИСООБРАЗНОСТИ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

Нагольный кряж находится на восточном фланге Главной антиклинали Донбасса, где он пересекается с поперечным к нему Ровеньковским валом. Общий вид Нагольного кряжа определяется долинно-балочным рельефом, особенности которого зависят от состава горных пород и структур их залегания. В геологическом строении территории Нагольного кряжа участвует смятая в складки осадочная толща карбона, представленная Бешевской, Амросиевской и Мандрыкинской свитами и представляющая собой многократное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, включающее редкие маломощные (5–10 см) невыдержанные пропластки известняков и углей.

Для выполнения структурно-тектонофизических исследований были проведены замеры 460 зеркал скольжения, 2540 минеральных жил, 580 плоскостей напластования, 60 элементов складчатости. При обработке полевых материалов и интерпретации результатов использовались компьютерные программы, разработанные в ДонНТУ, Институте физики Земли РАН, Московской геологоразведочной академии, ГИН РАН. Реконструкции полей тектонических деформаций и напряжений выполнены в соответствии с методикой кинематического анализа трещинно-разрывных структур, разработанной О.И. Гущенко [1], В.В. Степановым [2] и др. [3, 4]. Были определены ориентации осей главных нормальных деформаций (ε_1 , ε_2 , ε_3) и напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3), их соотношения (коэффициенты Лодэ-Надаи μ_{ε} , μ_{σ}) и другие параметры [5].



Геолого-структурная схема Нагольного района.

I – границы свит карбона; 2 – оси антиклинальных складок; 3 – оси синклинальных складок; 4 – тектонические разрывы; 5 – месторождения: 1 – Бобриковское, 2 – Есауловское, 3 – Остробугорское, 4 – Нагольчанское, 5 – Нагольно-Тарасовское.

Складчатая структура в данном районе представлена системой кулисообразных складок (рисунок). Каждая из кулис в своем развитии ограничивается объемом конкретной одновременно сложенной пачки, имея литологические границы на своих флангах, и естественно выклинивается в направлениях восстания-падения. Ось данного кулисообразного ряда совпадает с простиранием южной ветви Главной антиклинали и прослеживается по азимуту 130–310°. Крупные складчатые образования имеют собственные названия: Есауловская, Остробугорская, Нагольчанская, Дьяковская и Бобриковская, причем шарнир последней складки S-образно искривлен в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Размеры длинной оси складок достигают 10–12 км, короткой – 2 км. Четко выражен левосторонний характер кулисообразности. В местах сочленения кулисообразных складок наблюдаются зоны смятия, включающие серию мелких складок второго и третьего порядка, разрывы широтного простирания и флексурные изгибы пород.

Тектонические разрывы делятся на региональные, преимущественно поперечные (первый порядок), разрывы и смятия межкупольных пространств (второй порядок) и собственно складчатые разрывы (третий порядок).

Наиболее крупным разрывом первого порядка является зона Дьяковско-Ореховского разлома, простирающаяся по азимуту $10-12^{\circ}$ на расстояние более 40 км и имеющая мощность до 1 км. В кинематическом отношении данные разрыва представлены первично-сбросовыми структурами отрыва, преобразованными в последующей своей истории в сдвиговые дислокации [6].

Среди разрывов второго порядка, разделяющих кулисы складок, наиболее значимы: Верхнекутский, Шаповаловский, Великобугорский, Виноградный, Остробугорский и др. Они имеют широтное простирание, субвертикальное падение, сопровождаются мелкими приразломными складками и имеют преимущественно сдвиговый характер смещений.

Среди собственно складчатых разрывов особое значение имеют осепродольные разрывы и послойные срывы.

Среди многочисленных трещин, рассекающих осадочную толщу, преобладают те, которые имеют субширотную ориентировку. На сводной стереограмме зеркал скольжений в изолиниях плотности полюсов определяется девять максимумов. Наиболее развита система 1 (170–180/75°), параллельная шарниру складок и имеет левый сбросо-надвиг. Система 2 (0-10/65°) параллельна шарниру складок и имеет правый или левый взбросо-сдвиг. Широко развиты системы межпластовых или послойных срывов 3, 4, 5, и 6 (соответственно 90/10°, $245/45^\circ$, $300/30^\circ$, $70–180/50^\circ$) и имеют надвиговый или сбросовый характер. Система 7 ($120/80^\circ$) – правые взбросо-надвиги, 8 и 9 ($260–270/50^\circ$ и $340/80^\circ$) – левые сбросо-сдвиги.

Тип поля деформаций в основном сдвиговый, сбросо-сдвиговый и сбросовый. Такое местоположение поля деформаций сбросового типа указывает на преобладание растягивающих усилий, что может свидетельствовать о возможной минерализации.

Ось ε₁ ориентирована по азимутам: 130–160°, 40–80°, 310–330° и 210–225°.

Ось растяжения имеет три ориентировки: 230–235°, 290–320°, 40–45°. Они наиболее характерны для Остробугорской и Бобриковской антиклиналей, что говорит о перспективности этих участков на промышленные запасы полиметаллического и золоторудного оруденения, которое приурочено, согласно реконструкции палеотектонических полей напряжений на локальном и мезорегиональных уровнях, к герцинскому возрасту.

- 1. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- 2. Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67–71.
- 3. Корчемагин В.А., Емец Е.С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 1. С. 163–168.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев.: Наукова Думка, 1988. 350 с.
- 5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 780 с.
- Панов Б.С., Корчемагин В.А., Дудник В.А., Уколов В.Д. Структурно-тектонофизическая характеристика Нагольного кряжа и его золотоностность // Труды ДонГТУ. Серия горно-геологическая. Донецк, 2000. Вып. 11. С. 132–137.

СЕГРЕГАЦИЯ РАСПЛАВА ИЗ ЧАСТИЧНО РАСПЛАВЛЕННЫХ СИСТЕМ

Магматические процессы начинаются с появления небольших включений расплава, когда в процессе нагревания или декомпрессионного плавления температура породы достигает солидуса. На этом этапе удельное (или объемное) содержание расплава в системе мало. На завершающем этапе эволюции магматической системы формируются макроскопические скопления расплава (например, магматические камеры, силлы, дайки), в которых содержание расплава составляет десятки процентов. Если добавить к этому, что состав расплава отличается от состава материнской породы (например, базальтовые выплавки из перидотита), то очевидно, что обязательным этапом эволюции практически любой магматической системы является сегрегация расплава из зоны частичного плавления.

Многофазные системы (пароводяные смеси, суспензии, частично расплавленные системы и др.) встречаются весьма часто. Поэтому динамика таких систем интенсивно изучается в приложении как к природным явлениям, так и к задачам технического плана. Трудности, возникающие при исследованиях такого типа, связаны с тем, что границы между фазами имеют очень сложный и нерегулярный характер, причем фазы перемещаются относительно друг друга и взаимодействуют на межфазных границах, обмениваясь на них энергией и импульсом и испытывая фазовые превращения. С математической точки зрения исследование многофазной системы требует составления систем уравнений (движения, непрерывности, сохранения энергии), которые позволяют описать динамику системы в терминах определенным образом построенных осредненных макроскопических переменных и при этом учитывают межфазные взаимодействия. Такие системы формулируются либо из чисто феноменологических соображений, либо посредством осреднения точных микроскопических уравнений. В приложении к геофизике обычно используется первый подход [1], а пространственное осреднение наиболее последовательно выполнено Р.И. Нигматулиным [2].

Медленность движений в геофизических системах позволяет пренебречь силами инерции и нелинейностью, что существенно упрощает задачу. В дополнение к этому в системах с низкой степенью плавления, которые рассматриваются в настоящей работе, можно в первом приближении считать включения расплава изолированными, что позволяет в явном виде описать взаимодействия на межфазных границах.

Деформация твердой матрицы в окрестности изолированного включения расплава. Краевой угол на границе расплав – твердая порода $<60^{\circ}$ [3]. Поэтому первые расплавы сосредоточены на ребрах кристаллических зерен в виде тубул, поперечный размер которых мал по сравнению с их длиной (размером зерна). Расстояние между тубулами порядка размера зерен, т. е. так же велико по сравнению с их радиусом. Эта система включений расплава является связной уже в самом начале плавления. Причиной отделения расплава от твердой матрицы и уплотнения (компакции) последней является различие плотностей расплава и твердой фазы. Если плотность расплава меньше плотности твердой матрицы (на $\Delta \rho$), то в поле силы тяжести расплав фильтруется вверх. При этом давление расплава в верхней части пористости оказывается больше давления в твердой матрице, а в нижней — меньше. Поэтому матрица релаксирует с увеличением пористости в верхней части системы, уменьшением в ее нижней части, что сопровождается перераспределением расплава. Все процессы происходят одновременно, причем объем пористости (расплава) может изменяться только вследствие фазовых превращений. Таким образом, скорость фильтрации контролируется пуазейлевским течением расплава и деформацией матрицы под действием его давления.

Считая тубулу изолированной, можно рассмотреть ее деформацию под действием избыточного давления расплава Δp в ней. В первом приближении можно считать, что тубула представляет собой изолированный бесконечно длинный цилиндр радиуса *R*, а отклик среды на нагрузку является линейным (вязкая деформация или линейная ползучесть). Последнее представляется вполне разумным в силу малости напряжений (отношение разности давлений к модулю Юнга не превышает, повидимому, 10⁻³). Скорость изменения пористости в этом случае:

$$\frac{d\varphi}{dt} = A\varphi \frac{\Delta p}{\eta},$$

где η – вязкость, A – коэффициент порядка единицы, зависящий от формы включения (например, для цилиндрических и сферических включений A=1 и A=3/2, соответственно). Благодаря линейности среды, эта скорость не зависит от распределения пор по размерам и только слабо зависит от их формы.

Справедливость этого уравнения ограничивается только предположениями о линейности среды (вязкость или линейная ползучесть) и изолированности включений расплава, т. е. малости их

размеров по сравнению с расстояниями между ними R/a << 1, где R – характерный размер включения (для тубул и сфер – их радиус), a – расстояние между ними. В общем случае правая часть уравнения является первым членом разложения скорости изменения пористости по параметру R/a.

Заметим также, что вследствие изменения пористости при нагружении или разгрузке среда является сжимаемой, даже если по отдельности материал матрицы и расплав несжимаемы. Зная скорость изменения пористости, можно определить коэффициент объемной вязкости, который входит в феноменологическую теорию, но не может быть вычислен в ее рамках: $\zeta = 3(1 - \varphi)\eta / A\varphi >> \eta$. Как и следовало ожидать, вторая вязкость оказывается много больше первой и неограниченно возрастает при уменьшении пористости.

Сопоставление характерных времен релаксации матрицы и фильтрации. Характерное время релаксации пористости $\tau_r = \phi/(d\phi/dt) \approx \eta/|\Delta p|$. Если избыточное давление во включениях расплава определяется существованием связной по расплаву зоны плавления мощностью *L*, то по порядку величины $\Delta p = \Delta \rho g L$. При $\eta \sim 10^{20}$ Па·с, $\Delta \rho \sim 0.1 \rho \sim 300$ кг/м³ и *L*~10 км, то $\tau_r \sim 0.1$ млн лет.

Чтобы деформация пористости реально произошла, в нее должен поступить расплав. Объемная скорость его фильтрации, отнесенная к единице площади, $\varphi V_f = k |\nabla p| / \mu$, где k – проницаемость, μ – вязкость расплава, $|\nabla p| = \Delta \rho g$ – градиент давления.

Для частично расплавленных горных пород $k = \varphi^n a^2 / B$, где п=2÷3, В – константа, зависящая от топологии пористости и формы включений. При п=2 В~10³. Оценка характерного времени деформации соответствует заполнению расплавом пористого слоя толщиной порядка одного зерна кристаллической структуры, для чего требуется объем расплава ~а φ на единицу площади. Время фильтрации такого объема расплава $\tau_f = (a\varphi)/(V)$, а отношение времен релаксации пористости и

фильтрации $\frac{\tau_r}{\tau_f} \approx \frac{\phi}{B} \frac{\eta}{\mu} \frac{a}{L}$. При $\phi \sim 1$ %, $\eta \sim 10^{20}$ Па·с, $\mu \sim 1$ Па·с, размере зерна а ~ 1 мм и масштабе L ~ 10

км $\tau_{def} / \tau_{flow} \sim 10^8$, т. е. можно считать, что распределение расплава мгновенно подстраивается под распределение пористости, давление в связной системе расплава является чисто гидростатическим и эволюция системы полностью контролируется деформацией матрицы. Существенно, что в этом случае скорость сегрегации не зависит ни от вязкости расплава, ни от величины проницаемости.

Сохранение объема пористости (расплава). Давление расплава $p_l(z)$ в пористости является гидростатическим, а давление в матрице $p_{lith}(z)$ приближенно является литостатическим. Внутреннее давление равно внешнему в единственной точке $z = z_0$, поэтому $p_l(z) = p_{lith}(z0) - \rho_l(z)g(z - z_0)$, где $\rho_l - плотность$ расплава. Выше уровня $z = z_0$ пористость возрастает, ниже этого уровня — уменьшается. При этом в отсутствие фазовых переходов объем расплава сохраняется $\int (d\varphi/dt)dz = 0$ и $z_0 = \frac{\int (\varphi \Delta p/\eta)zdz}{\int (\varphi \Delta p/\eta)dz}$, где интегрирование производится по

области существования связного расплава.



Таким образом, в случае плавления низкой степени задача расчета сегрегации расплава значительно упрощается. Сегрегация расплава в этом случае полностью контролируется релаксацией твердой матрицы и не зависит от ее проницаемости.

На рисунке показано, как происходит сегрегация расплава из частично расплавленного слоя мощностью 10 км. Начальная степень плавления составляет 1 %, а вязкость матрицы η=10²⁰ Па·с. Как видно из этого примера, за время порядка 1 млн лет большая часть расплава собирается в верхней части разреза.

Сегрегация расплава из слоя мощностью 10 км. Начальная степень плавления – 1 %. Цифры на кривых — время с начала сегрегации (млн лет).

Литература

- 1. McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 713-765.
- 2. Нигматулин Р.И. Динамика многофазных сред. М.: Наука, 1987. 464 с.
- Laporte D., Provost A. The grain scale distribution of silicate, carbonate and metallosulfide partial melts: A review of theory and experiments // Physics and chemistry of partially molten rocks / Ed. N. Bagdassarov, D. Laporte, A.B. Thompson. – Kluwer Academic Publishers, 2000. P. 93–140.

3.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

СВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Данное исследование было направлено на выявление связей между параметрами атмосферного давления и тектоническими структурами на разных этапах активизации в условиях древних платформ. В 2000– 2006 гг. нами были установлены участки «дефицита» атмосферного давления над тектоническими узлами (атмосферные минимумы). Характеристики минимумов, методика их выделения, влияние на окружающую среду, отражение в геолого-геофизических материалах были рассмотрены ранее, и был сделан вывод, что одной из основных причин наличия минимумов атмосферного давления является строение земной коры, в первую очередь дизъюнктивные структуры [3–5]. Если узлы теоретически должны были фиксироваться в структуре барического поля как вертикальные высокопроницаемые структуры и задача их выделения носила скорее методический характер, то с линейными тектоническими нарушениями такой ясности не было, хотя предпосылки наличия их влияния на атмосферное давление и атмосферного давления на напряженно-деформированное состояние земной коры были [3–5].

Были проведены исследования флуктуаций атмосферного давления по региональным профилям: Архангельск – Москва; Архангельск–Сыктывкар; Архангельск – Оленегорск и др. Масштаб исследований 1:200000 с детализацией в районах тектонических узлов в масштабах 1:100000 – 1:50000. Замеры проводились в автомобильном и железнодорожном вариантах с применением координатной GPS привязки. Измерения атмосферного давления производились метеостанцией WRM 918H (HUGER GmbH, Germany) и Digital Remote Pro Weatherstation (ART 02935, Termometerbriken Viking AB, Sweden). Привязка точек измерений осуществлялась спутниковыми навигаторами GPS Garmin Ш Plus и 276 С. Замеры производились в режиме 3D в системе координат WGS 84.

В результате исследований была выделена отчетливая граница в строении графиков атмосферного давления по профилю Архангельск – Оленегорск, совпадающая с границей активного на современном этапе Кандалакшского грабена [1] в районе Кандалакшско-Двинской депрессии на западе и Архангельской отрицательной морфоструктуры на востоке. Она выделяется большей изрезанностью графиков и значениями амплитуд (рис. 1). Измерения атмосферного давления проводились в режиме движения железнодорожного транспорта, по маршруту 1014 п. км, через 3 п. км, станцией Digital Remote Pro Weatherstation Арт.02935 в автоматическом режиме регистрации (датчик 1, рис. 1) и баротермогигрометром из комплекта метеостанции WMR 918 H в ручном режиме регистрации замера (датчик 2, рис. 1) по прямому и обратному ходу. Высотные отметки и координатная привязка точек наблюдения выполнялись GPS GARMIN III Plus в режиме 3D Navigation. Таким образом, можно говорить о наличии современной активной геодинамической границы, отражающейся не только в геолого-геофизических материалах, но и в структуре атмосферного давления.

Активность этой структуры на современном этапе подтверждается также и анализом пространственного распределения очагов землетрясений, строением литосферы [2] и характером напряженно-деформированного состояния земной коры [6].

На графике находит свое отражение также и рифейский Кандалакшский грабен (его северовосточный борт), правда, выраженный менее отчетливо, что, вероятно, обусловлено его более древним возрастом. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена по профилю г. Архангельск – п. Светлый, где граница атмосферного минимума совпадает с границей Золотицкого кимберлитового поля. Там же по данным ГСЗ зафиксирована межблоковая граница, простирающаяся до поверхности Мохо [5].

Ранее нами было зафиксировано пространственное совпадение пояса пониженного давления с южной геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры (граница между Московской и Мезенской



Рис. 1. Результаты исследований по профилю Архангельск – Оленегорск.

(1) – положение профиля наблюдений (жирная линия); (2) – положение современной активной структуры Кандалакшского грабена с элементами геодинамической интерпретации [1]: 1 – области современных поднятий; 2 – области современных прогибов; 3 – Архангельский выступ фундамента (**Ap**). Буквенные обозначения на схеме: положительные морфоструктуры: **Кл** – Кулойская, **Он** – Онежская, отрицательные морфоструктуры: **Кн** – Кандалакшская, **Ог** – Онежской губы; трансформные зоны: **Юк** – Южно-Кандалакшский опущенный блок. Стрелками показаны предполагаемые направления перемещения блоков; (3) – Графики измерения атмосферного давления по маршруту Архангельск – Оленегорск.

синеклизами, проходящая по Сухонской седловине), что говорит о тектоническом характере этой границы (рис. 2).

Замеры атмосферного давления были проведены по профилю Москва – Архангельск по прямому и обратному ходу в автомобильном режиме, баротермогигрометром с определением высотных отметок и координатной привязки каждой точки (по 227 точек в каждом направлении через 5 км). Разброс взаимной привязки точек составил 300 м. Полученные результаты позволяют выделить дан-



ную границу по характеру изрезанности и уровню значений атмосферного давления. Учитывая, что в районе Вельск-Сокол было зафиксировано землетрясение, можно говорить о современной активности структуры. Сопоставление характера графиков этих двух границ позволяет говорить и об их различии, что, вероятно, обусловлено разной тектонической активностью фиксируемых структур. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена.

Рис. 2. Графики атмосферного давления и высотных отметок вдоль федеральной дороги M8 Архангельск – Москва.

Природа изменения барического поля над тектоническими нарушениями нуждается в дальнейшем исследовании, так как оно обусловлено целым набором далеко не равновесных факторов, проявленных с разной интенсивностью в зависимости от конкретных геологических условий, изменяющихся во времени и пространстве. В первом приближении – это глубинная дегазация по разломам в земной коре и возникновение наведенных теллурических токов. Учитывая выявленные различия в структуре барического поля над современными геодинамически активными и более древними тектоническими структурами, можно предположить, что в первом случае доминирует глубинная дегазация, а во втором добавляется и воздействие теллурических токов, связанных с подвижками вдоль разломов и миграцией очагов землетрясений, т.е. постоянной сменой напряженно-деформируемого состояния. Иными словами, возможно не только создание новой методики выделения тектонических нарушений, но и разбраковка их на пассивные и активные.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816 р север а.

- Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. XLI Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 340–344.
- 2. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель Севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборн. трудов геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М., 2007. С. 119–124.
- Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Геоэкологические аспекты изучения платформенных тектонических структур // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. С. 543–547.
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Особенности структуры барического поля в узлах тектонических нарушений // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. С. 125–132.
- Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов // Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2006. С. 430–435.
- 6. Шварцман Ю.Г. Тепловой поток в литосфере и нефтегазоносность Европейского сектора Арктики // Сырьевая база России в XXI веке. М.: Изд-во ОАО ВНИИОЭНГ, 2002. С. 466–482.

Ф.Н. Юдахин¹, Н.К. Капустян^{1,2}, Г.Н. Антоновская¹, Е.В. Шахова¹ ¹ Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, Архангельск, Россия ² Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

НОВЫЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПОДХОДЫ К ВЫЯВЛЕНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЮ ИХ АКТИВНОСТИ НА ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

В последние годы интерес к изучению сейсмичности платформенных областей значительно возрос в связи с появлением данных о том, что платформы достаточно подвижны, особенно вблизи обрамляющих их складчатых областей. Авторы исследовали этот вопрос на примере северной части Русской плиты. Ее сейсмичность обусловлена следующими факторами:

– близостью Фенноскандинавского щита, наиболее активной в тектоническом и сейсмическом отношении части Восточно-Европейской платформы;

- влиянием волн деформаций, распространяющихся от Северо-Атлантической зоны спрединга;

- гетерогенным (блоковым) строением кристаллического основания;

 – мозаичным распределением теплового потока, свидетельствующим о тепловой неоднородности недр;

 – значительным рассогласованием (дисгармонией) разновозрастных структур друг относительно друга, которое создает условия для концентрации дополнительных напряжений на участках максимальных рассогласований.

Крупные разрывные структуры и блоки обусловливают локализацию основных сейсмических событий, а их изучение позволит выявить сейсмичность отдельных зон возникновения землетрясений [1]. Особенностью картирования сейсмичности на платформах является определение полезного сигнала в условиях микросейсмического фона, что существенно отличается от выявления очагов в районах с контрастными геолого-тектоническими и геофизическими условиями. Зоны возможного возникновения очагов землетрясений должны непременно учитываться при оценке сейсмического риска для особо важных объектов. Для платформенных территорий в силу отсутствия сейсмостатистики и недостатка геолого-геофизической информации затруднительно применять традиционные методы определения геодинамической активности разрывных нарушений. Актуальным является создание новых методик, направленных на выявление ослабленных зон и разрывных нарушений в осадочном чехле и верхах фундамента и оценку их сейсмической активности.

Сотрудниками ИЭПС УрО РАН совместно с ИФЗ РАН разработана новая сейсмическая методика для картирования разрывных нарушений в земной коре и количественной оценки их активности [2]. Она основана на выделении из фона микросейсм эндогенных сейсмических событий, энергия которых составляет 10^{-9} от энергии землетрясений, наблюдаемых стандартными сейсмическими станциями, т.е. сейсмических событий с магнитудами вплоть M-4–5. Сейсмическая технология реализована в виде методики полевых наблюдений и графов обработки данных, основанной на анализе статистики микросейсмических проявлений. Преимущество нашей методики по сравнению с анализом временных последовательностей всплесков мощности микросейсм [3] состоит в том, что удается отсеять часть помех, в частности связанных с движущимися источниками сигналов.

На примере полевых работ в Архангельской области показана возможность выявления местоположения активных разломов на платформенной территории, что чрезвычайно актуально для особо важных объектов (АЭС, протяженных трасс нефте- и газопроводов, хранилищ радиоактивных отходов, космодрома «Плесецк», центра атомного судостроения и т.д.). Объектом исследования являлось разрывное нарушение северо-западного простирания, осложняющее северо-западный борт Кандалакшского грабена и протягивающееся на сотни километров под чехлом Русской платформы на территорию Архангельской области. Была обследована территория в виде полосы с размерами примерно 50×20 км с целью оценки и выбора участка для размещения планируемой к строительству атомной ТЭЦ. Нормативные документы по размещению атомных станций выдвигают определенные требования к удаленности станции от разломов в зависимости от их ранга. Дешифровка космоснимков указывает на возможность присутствия разлома на площади внутри обследуемой полосы.

Локализация предполагаемого разрывного нарушения была проведена с использованием методики сейсмического просвечивания среды [4]. В качестве техногенного источника сейсмических колебаний использовались резонансные частоты портального крана, возникающие при раскачивании его ветром. Определение геодинамической активности выявленного разлома проводилось путем анализа эндогенных микрособытий, выделяемых из фона микросейсм.

В качестве параметра, характеризующего распределение по энергиям сейсмического излучения, использовалась оценка функции когерентности k(f) записей вертикальной и горизонтальной компонент. Методика основана на представлении, что записи разных компонент – это разложение по осям результатов регистрации вектора колебаний в данной точке. Расчет когерентности в скользящем временном окне k(f, t) (когерентно-временной анализ – КВАН) и анализ получаемых диаграмм позволяют выделить частоты, на которых излучается сейсмический сигнал из локальной области в среде. Сечение КВАН-диаграммы на этих частотах, по существу, является локальным «каталогом» для очень слабых событий, где отмечены моменты появления импульсов и оценена их энергия в сравнении с уровнем фона. Получение «каталога» позволяет построить по нему распределения k (аналог графика закона Гуттенберга-Рихтера или графика повторяемости для очень слабых событий). Тестирование рассматриваемой методики (математическое моделирование, физическое моделирование на натурных моделях процессов в блоковой среде при известном воздействии, наблюдения процессов на разрывном нарушении, выходящем на дневную поверхность (Карелия)) показало, что принятые параметры графика повторяемости являются чувствительными к изменению сейсмического режима и геодинамической активности территории, и оценка когерентности позволяет получить, пожалуй, единственный объективный критерий отделения техногенных слабых событий от природных [2].

По результатам анализа микросейсмического поля была построена серия карт для глубинного эндогенного сейсмического излучения (рисунок).



Карты параметров эндогенного микросейсмического излучения:

а – интенсивность, *б* – анизотропия, *в* – преобладающая частота, *г* – наклон аналога графика повторяемости эндогенного микросейсмического излучения для широтного сечения. Тонкая линия – берег р. С. Двина, толстая – зона предполагаемой раздробленности.

В результате анализа комплексных материалов:

 получено представление о строении и микросейсмической активности верхней части земной коры изучаемого района Архангельской области;

- сделан вывод о том, что исследуемая зона раздроблена и имеет северо-западное простирание (рисунок, *a*, *c*). На всей своей протяженности зона проявляет разную активность (рисунок, *a*, *b*);

– установлено, что уровень эндогенного излучения в месте предполагаемого размещения АТЭЦ повышен (область A). Для данной точки также характерно проявление наибольшей анизотропии излучения в высокочастотной части спектра (рисунок, δ), что в соответствии с моделью деформирования блоковой среды указывает на размеры активных блоков в сотни метров, т.е. это говорит о значительной раздробленности данного участка территории. Таким образом, область *А* является наиболее активным и наиболее раздробленным участком. Активность выявленного по микросейсмическим данным разлома подтвердилась последующим возникновением макроземлетрясения, произошедшего в непосредственной близости от него 22 октября 2005 г. с магнитудой 2,8, с эпицентром, приуроченным к поперечному тектоническому нарушению, которое отчетливо прослеживается на картах (рисунок).

Сопоставление карт параметров эндогенного микросейсмического излучения показывает, что предложенная методика интерпретации записей микросейсм позволяет не только выявлять разрывные нарушения на платформах, но и выделять в их пределах участки, различные по уровню активности.

Литература

- 1. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003. 299 с.
- 2. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 128 с.
- 3. Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б. Сейсмология микромасштаба // Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера. М.: Недра, 1996. С. 5–18.
- Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 156 с.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

ПОДЪЕМ ОФИОЛИТОВЫХ ДИАПИРОВ НАД СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНОЙ

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенноосадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Рассмотрены различные геодинамические типы островных палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа так же, как и диапировые внедрения офиолитов, приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина [7]. Начало формирования офиолитовой ассоциации обусловлено подъемом крупного диапира или колонны диапиров ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава в области перехода примитивная островная дуга-желоб над зоной Заварицкого-Беньоффа. Ранее детальными комплексными исследованиями были обоснованы мантийные условия ранней серпентинизации ультрабазитов. В процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счет оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки α =35.5Å и природный сплав железо-никель состава тэнита (35–40 ат.% Ni) в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите. В антигорите и оливине установлены наиболее высокие содержания Н₂ (800 и 230 ммоль/кг) и метана (30 ммоль/кг) и присутствие окиси углерода [6]. Начальные генерации серпентинов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунитгарцбургитового массива площадью 42 км², который рассматривается как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов, представленный на п-ове Шмидта (Северный Сахалин). Выведен на поверхность в результате подъема офиолитового диапира в зоне перехода примитивная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной ост-
ровной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчете на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию [4].

Начало серпентинизации связано с внутрислойным растворением ортопироксена и оливина и обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества, возможно в связи со сменой ротационного режима Земли. А.Е. Рингвуд обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтвержденного, имеющего состав Mg₇Si₂O₈(OH)₆ и плотность 2,96 г/см [5]. Силикат устойчив в условиях от T=500°C и P=50 кбар до T=1300°C и P=130 кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав, по мнению А.Е. Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой, магмы, характерной для дайкового и вулканического комплексов меловой примитивной дуги о-ва Сахалин. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км, по данным Г. Буалло [2], характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше- и нижележащих слоях. Подъем диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона, по данным Л.М. Балакиной [1], представляет собой область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъему слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [2] (рисунок). В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [8, 9]. Сер-



пентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовым, полосчатым, габброидным, дайковым, спилит-кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъема офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования

Расположение очагов землетрясений в зоне активных континентальных окраин и островных дуг [2].

НГ – Новые Гебриды; ЦА – Центральная Америка; Алт – Алеутские острова; Алк – Аляска; М – Марианская впадина; ИБ – Идзу-Бонинский желоб; К – желоб Кермадек; НЗ – Новая Зеландия; Т – желоб Тонга; КК – Курилы–Камчатка; Ч – Чили (Северная часть); П – Перу. офиолитов: от высокотемпературных (T=900° C) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160 °C) пограничных вулканогенно-осадочных серий [7]. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита [(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe²⁺_{0.06}Si_{5.96}Al_{0.04}) O₁₈(OH)₂] с параметром с=14Å, происходило при температурах ~350° С. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление и сейсмичность обеспечили подъем диапира и гидроразрыв перекрывающих слоев. Углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур (T>350 °C), формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Существенная роль в преобразованиях вещества принадлежала энергии сдвиговых деформаций. По расчетам, приводимым А.Н. Дмитриевским и И.А. Володиным [3], пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики, который и приводит к описанным физико-химическим преобразованиям и обеспечивает миграцию флюидов.

Литература

- 1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198–209.
- 2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
- 3. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // ДАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 395–399.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
- 5. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с.
- Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98–107.
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
- Maekawa H., Yamamoto K., TeruakiJ., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355–366.
- 9. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 9l-120.

Gillian R. Foulger¹ & Bruce R. Julian²

¹Dept. Earth Sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, UK, g.r.foulger@durham.ac.uk ²US Geological Survey, 345 Middlefield Rd., MS 977, Menlo Park, CA 94025, USA, julian@usgs.gov

APPLIED MICROEARTHQUAKE TECHNIQUES FOR GEOTHERMAL RESOURCE DEVELOPMENT

Geothermal areas are often associated with microearthquake activity [1,3], and these earthquakes have often been used to learn more about both exploited and unexploited geothermal systems. In recent years, interest in exploiting geothermal energy has increased greatly, accompanied by interest and investment in refining microearthquake analysis techniques, to increase their value in reservoir-development decision making. Of particular interest are techniques relevant to "Engineered Geothermal Systems (EGS)",

which involve increasing the permeability in geothermal reservoirs by hydrofracturing by pumping highpressure fluid into injection wells in order to create new fault and fracture networks. Exploiting geothermal areas for heat and/or electricity requires extracting hot fluids from buried reservoirs of hot rock. The working fluid used is usually water, although the use of CO_2 is being increasingly discussed.

The microearthquake techniques currently producing the most useful results for geothermal energy production, and which we are currently actively developing, are:

1. Time-dependent tomography: Seismically active geothermal areas are well-suited to localearthquake tomography because earthquakes are often well-distributed throughout the reservoir and production zone. We have studied several geothermal fields, including both unexploited and heavily exploited reservoirs, using Vp, Vs and Vp/Vs tomography. Experience has shown that Vp/Vs is particularly useful in imaging exploited fluid zones. Also, progressive depletion of reservoirs can be monitored by tomography repeated every few years. For example, at The Geysers geothermal area, California, a negative Vp/Vs anomaly grew remarkably in the period 1991-1998 [4]. This anomaly growth correlates with fluid depletion in the reservoir during a period when it was over-exploited.

2. Accurate microearthquake hypocentral locations: Accurate microearthquake locations can potentially delineate faults that represent valuable zones of permeability and desirable targets for new production wells. Conventional hypocenter locations are, however, rarely accurate enough to guide the location of new production wells. In recent years, relative relocation techniques have greatly improved the degree to which microearthquake locations can define separate faults, and we are approaching a situation where new production wells may be sited on the basis of these locations. Excellent results have been obtained simply by using hand-picked *P*- and *S*-wave arrival times 2], and refining these by waveform cross-correlation is currently also being tested [+].

3. Microearthquake moment tensors: Geothermal microearthquakes commonly have focal mechanisms that differ radically from the double couples that are consistent with shear slip on planar faults [7]. Most commonly, large explosive components are observed, and this has been confirmed by observations in many different geothermal areas. Implosions are also observed, though usually only in exploited reservoirs [8]. Such components must represent opening and closing of cavities, often at depths of several kilometres in the Earth's crust. In order to describe such focal mechanisms a full moment tensor description is required, and data in addition to *P*-wave polarities are required to derive them. In order to do this we use a linearprogramming technique to invert *P*- and *S*-wave polarities and *P/SV*, *P/SH* and *SV/SH* amplitude ratios 5].



Anomalies in Vp/Vs at sea level (top) and 1.0 km bsl (bottom) for The Geysers geothermal area, California.

Left pair of panels, which use the left color scale, show the structure for 1991. The remaining panels, which use the right color scale, show changes from the initial model for subsequent years. The white line encompasses the steam reservoir and the red boundary the felsite batholith that occupies the deeper parts of the reservoir and is thought to be the geothermal heat source [4].

Combining the moment tensors of suites of microearthquakes with information on fault orientations from accurate relative relocation techniques, it has been possible at several geothermal fields to obtain detailed information about the locations and modes of failure of geological structures stimulated in hydrofracture experiments [6].

This work is currently developing rapidly, including both methodological development work and applications to case histories. The ultimate goal is to develop an economically viable technology to expand geothermal power production to usefully contribute to expanding renewable energy production and reducing fossil-fuel consumption. We will present several case histories to illustrate the development and current state-of-the-art of these techniques.

References

- 1. Foulger G.R., Geothermal exploration and reservoir monitoring using earthquakes and the passive seismic method // Geothermics. 1982. 11. P. 259–268.
- 2. Foulger G.R., and L. De Luca Detailed image of fractures activated by a fluid injection in a producing Indonesian geothermal field, paper presented at Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 9-11 2009.
- 3. Foulger G.R., and R. E. Long, Anomalous focal mechanisms; tensile crack formation on an accreting plate boundary // Nature. 1984. 310. 43–45.
- 4. Gunasekera, R.C., Foulger G.R., and Julian B.R. Four dimensional tomography shows progressive pore-fluid depletion at The Geysers geothermal area, California // J. geophys. Res. 2003. 108, DOI: 10.1029/2001JB000638.
- 5. Julian, B.R., and Foulger G.R. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios // Bull. seismol. Soc. Am. 1996. 86. 972–980.
- Julian B.R., Foulger G.R., and Monastero F. Seismic monitoring of EGS stimulation tests at the Coso geothermal field, California, using microearthquake locations and moment tensors, paper presented at Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 9-11 2009.
- 7. Julian, B.R., Miller A.D., and Foulger G.R., Non-double-couple earthquakes I. Theory // Rev. Geophys. 1998. 36. 525–549.
- 8. Ross, A., Foulger G.R., and Julian B.R. Source processes of industrially-induced earthquakes at The Geysers geothermal area, California // Geophysics. 1999. 64. 1877–1889.

Liqiang Liu¹, Peixun Liu¹, Shunyun Chen¹, Jin Ma²

¹ Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China

² State Laboratory of Earthquake Dynamics, Beijing, China

THE LAND SURFACE TEMPERATURE BASED ON JOINT RESEARCH OF SATELLITE AND GROUND OBSERVATION AND ITS RELATIONSHIP WITH STRAIN FIELD

To predict earthquake by using thermal infrared radiation (TIR) is interesting widely in recent years although there are still some basic problems to be solved. Not all thermal infrared anomalies are related to earthquakes. The remote sensing data have to be reformed by interference of the atmosphere, such as the atmosphere, solar radiation, and plant and so on. Not only tectonic activity but also non-tectonic factors, influence thermal infrared radiation of land surface.

A key problem is how to extract the tectonic activity information from the thermal image influenced by many non-tectonic or non-earthquake factors. It is necessary to detect the ground temperature in-situ and helpful to calibrate the satellite remote sensing data. A network was built for detecting the land temperature in the northwest area of Beijing from 2006 to now. It is composed of 30 stations, among which 26 stations are working well. Each station has 4 sampling channels to collect temperature data at depths 0 cm, 25 cm, 50 cm and 100 cm below the surface, respectively. The temperature resolution is 2 mK and the minimum sampling interval is 2 minutes. The network provide a dynamic temperature filed continuously and it is very useful jointing research of satellite and ground observation and exploring its relationship with strain field.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

A

Азизов А.М	<i>I</i> – 113
Акманова Д.Р	2 – 48
Алешина Е.И	
Ангархаева Л.Х.	2 – 175
Анохин В.М	<i>1</i> – 10
Антоновская Г.Н.	2 – 214
Аржанников С.Г.	2 – 172
Аржанникова А.В.	2 – 172
Арнаутов Г.П.	1 – 40
Ашурков С.В.	2 – 59

Б

Бабичев А.В.	
Багдасарова М.В	<i>l</i> – 11
Барабошкин Е.Ю.	
Баранова М.И	
Басов А.Д	<i>I</i> – 133
Баталев В.Ю	
Баталева Е.А	
Батсайхан Ц	<i>1</i> – 145
Башкуев Ю.Б.	2-174, 2-175, 2-175
Беленович Т.Я.	
Бизяев А.А.	
Бобров А.А	
Бормотов В.А	
Борняков С.А.	
Брянцева Г.В	
Бузов С.А.	
Бурзунова Ю.П	
Буянова Д.Г	2-174, 2-175, 2-175
Быков В.Г.	
Быкова Н.М	

B

Вальчак В.И	
Васильев Н.Ю.	
Васильева Е.В.	
Вахнин М.Г	
Викулин А.В.	
Волович О.Г	<i>I</i> – 190, <i>I</i> – 192
Воронин Б.И.	
Воропаев П.В.	<i>I</i> – 135
-	

Г

Гаипов Б.Н.	
Гайдай Н.К	<i>I</i> – 24, <i>I</i> – 154
Герман В.И.	1-52, 1-137, 1-139, 2-16
Гилева Н.А	
Гинтов О.Б.	
Гиоргобиани Т.В.	
Гладков А.С.	<i>I</i> – 32, <i>I</i> – 57, <i>I</i> – 141, <i>I</i> – 168
Гладков И.Н.	
Гладкочуб Д.П.	<i>I</i> – 33, <i>2</i> – 193
Голубев В.А.	
Голубева Э.Д	
Гончаров М.А.	
Горбунова Е.А	
Гордеев Е.И.	
Горюнов Н.А.	
Гриб Н.Н.	
Грохольский А.Л.	
Гусева Т.В	

Π	
Д	
Данеган Г.Л.	<i>l</i> – 170
Делемень И.Ф.	
Дембелов М.Г2	- 174, 2 - 175, 2 - 175
Демонтерова Е.И	1 – 48, 2 – 172
Демьянович В.М.	
Джурик В.И.	
Добрецов Н.Л.	
Добрынина А.А	
Донская Г.В.	1 - 33, 2 - 193
Дреннов А.Ф.	
Дуоинин Е.П.	
Дулаоова Н.Ю.	
Дучков А.Д.	I = 40, 2 = 184
Дядьков 11.1	I = 40, I = 149, 2 = 20
Ε	
Евграфов А А	1 - 43
Еманов А А	l = 149 $l = 157$
Еманов А Ф	l = 149 $l = 152$
Ескин А Ю	<i>I</i> = 145
Ефимов А С	l = 43
Ж	
Жатнуев Н.С	2-22
Жученко Н.А.	1 – 87
3	
Э А. Ш	2 22
завьялов А.Д.	
Закарая Д.П.	I - 29
Зиновьев С.В.	I = 45, I = 120
Злооин Т.К.	
элогодухова О.1	
Purfuran P.C.	2 26
Зубков В.С	2 - 26
Зубков В.С. Зуев Ф.Л.	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л И	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А.	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В.	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванов Л.А.	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л И Иванов А.А Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г.	
Зубков В.С. Зуев Ф.Л	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкина А.А.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкин А.А. Киряшкин А.А.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.Г.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Киряшкин А.А. Кислев А.И. Кларси Г. И	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Киряшкин А.А. Кислев А.И. Клайн Б.И. Кислев А.И. Кислев А.И.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаев Л.П. Капинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.Г. Киселев А.И. Клочевский А.В. Козимин Б.М.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. Капинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.Г. Киселев А.И. Клочевский А.В. Козьмин Б.М. Колесинков Ю.И.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. И Иванов А.А. Иванов А.В. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. Капинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.Г. Киселев А.И. Ключевский А.В. Козьмин Б.М. Колесников Ю.И. Констранова А.А.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. <i>И</i> Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. <i>К</i> Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.Г. Киселев А.И. Клайн Б.И. Колесников Ю.И. Коновалова А.А. Коновалова А.А.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. <i>И</i> Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаев В.С. Имаева Л.П. <i>К</i> Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.А. Киселев А.И. Клайн Б.И. Клочевский А.В. Козьмин Б.М. Колесников Ю.И. Константинов К.М. Колестантинов К.М.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. <i>И</i> Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. <i>К</i> Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкин Д.И. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.А. Киселев А.И. Ключевский А.В. Козьмин Б.М. Колесников Ю.И. Константинов К.М. Константинов К.М.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. <i>И</i> Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. <i>К</i> Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкин Д.И. Карюкин А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.А. Киселев А.И. Ключевский А.В. Козьмин Б.М. Колесников Ю.И. Константинов К.М. Константинов К.М.	$\begin{array}{c}$
Зубков В.С. Зуев Ф.Л. <i>И</i> Иванов А.А. Иванов А.В. Иванова Л.А. Иволга Е.Г. Изюмов С.Ф. Имаев В.С. Имаева Л.П. <i>К</i> Калинина Л.Ю. Капустян Н.К. Кармалеева Р.М. Карюкин Д.И. Карюкин Д.И. Карюкина А.А. Кирдяшкин А.А. Кирдяшкин А.Г. Киселев А.И. Ключевский А.В. Козьмин Б.М. Колесников Ю.И. Константинов К.М. Коробейников С.Н. Коробейников С.Н.	$\begin{array}{c}$

Корчемагин В.А.	
Кочарян Г.Г.	
Кошкарев Д.А	
Кравченко Н.М.	<i>I</i> – 163, <i>I</i> – 192
Краснопевцева Г.В.	
Краснораменская Т.Г.	
Кривецкий А.В.	
Кугаенко Ю.А	<i>I</i> – 165, <i>2</i> – 101
Кузин А.М.	<i>1</i> – 61, <i>1</i> – 63
Кузнецова Ю.М.	
Кузьмин Ю.О	1-66, 1-156, 2-14
Куражковская Н.А.	
Куражковский А.Ю	
Курткин С.В	
Кутинов Ю.Г.	
Кучай О.А.	
-	

Л

Лагова Н.А.	
Ландер А.В.	
Леви Ќ.Г.	
Левин В.Е	
Левина В.И.	
Левина Е.А.	
Леонов В.Л.	1 – 165, 2 – 37
Леонтьев А.В.	
Лескова Е.В.	<i>I</i> – 149, <i>I</i> – 152
Леспинас М	
Лобанова Т.В.	
Лобацкая Р.М.	
Лукьянов А.Е.	
Лукьянов И.В	
Лунина О.В.	I - 68, I - 141, I - 168
Лухнев А.В.	
Лыков В.И	
Лысак С.В.	

М

Мазукабзов А.М.	
Макаров В.И.	
Макарова М.Г.	
Манилов Ю.Ф	
Мансуров В.А.	
Мараханов А.В.	
Маринин А.В.	
Мартихаева Д.Х.	
Мартышко П.С.	
Матюков В.Е.	<i>I</i> – 15
Медведев В.Я.	
Мельник Е.А.	
Мельников А.И.	
Мельникова В.И.	1 - 40, 1 - 170, 2 - 92, 2 - 115
Мигурский А.В	
Милановский С.Ю.	
Милеев В.С.	
Мирзаева Г.А.	
Мирошниченко А.И	
Михайлова А.В	
Михеева А.В.	
Моисеев С.В	
Мордвинова В.В.	
Мороз Т.А.	
Мороз Ю.Ф.	
Мострюков А.О.	
Муратов М.И.	
~ 1	

H

Нагуслаева И.Б.	
Назарова Л.А.	1-40
Насимов Р.М.	
Неведрова Н.Н.	
Немирович-Данченко М.М.	
Никитин В.М	<i>l</i> – 199
Николаева С.Б.	
Николаевский В.Н.	1 – 86
Никонов А.А.	<i>1</i> – 177, <i>2</i> – 45
Новиков И.С.	
Новиков С.С.	1 – 183, 1 – 185
Новопашина А.В.	

0

- 185, <i>I</i> - 201
<i>1</i> – 145
<i>1</i> – 194

П

Павлов И.О.	2 – 97, 2 – 99
Папкова А.А.	1 – 170
Парфеевец А.В.	
Парфенюк О.И.	
Патонин В.А.	
Пашкевич И.К.	1 – 26
Петров Виктор А 2 – 88	3, 2 - 112, 2 - 115
Петров Владислав А.	2 – 50, 2 – 121
Петрова Л.Н.	
Пилимонкин Н.С	<i>l</i> – 139
Писаревский С.А.	
Подурушин В.Ф.	
Полец А.Ю.	2 – 90, 2 – 117
Полуэктов В.В.	
Полянский О.П.	
Поспеева Е.В.	
Прилоус Б.И.	
Прокопчук С.И	
Пьянков В.А.	

Р

Радзиминович Н.А.	1 – 170, 2 – 92
Рассказов С.В.	1 – 87, 2 – 74
Ребецкий Ю.Л.	<i>1</i> – 89, <i>2</i> – 147
Рогов М.А.	<i>l</i> – 173
Рогожин Е.А.	<i>1</i> – 185, <i>2</i> – 119
Родкин М.В.	<i>1</i> – 177, <i>2</i> – 57
Розанов С.Б	<i>I</i> – 173
Рудницкая Д.И.	
Ружич В.В	<i>I</i> – 94, <i>I</i> – 170, <i>I</i> – 188
Рыбин А.К.	<i>I</i> – 15
Рычкова К.М.	

С

Савельева В.Б.	1 – 94
Салтыков В.А. <i>I</i> – 163, <i>I</i> – 190, <i>I</i> –	192, 2 - 101, 2 - 152
Саньков В.А.1 – 6, 1 – 40, 1 – 147, 1	1 - 180, 2 - 59, 2 - 110
Сафонов Д.А	2 – 90
Свириденко Л.П.	1 – 100, 1 – 125
Седов Б.М.	2-6, 2-61, 2-199
Семенов Р.М	1 – 194, 2 – 180
Семинский К.Ж.	1-6, 1-97
Серафимова Ю.К.	2-63
Серебренников С.П.	1 – 145, 1 – 196

Сибиряков Б.П	- 155
Сидоров В.А.	1 - 11
Сим Л.А 1 – 100, 1 – 125, 2 – 119, 2 – 121, 2	-147
Скарятин В.Д 1	- 103
Скляров Е.В.	1 – 33
Смагличенко Т.А	- 119
Смекалин О.П <i>I</i> – 194,	2 – 92
Смирнова М.Н 1	- 105
Соколова И.Н1	- 161
Соколова Л.С	-184
Спунгин В.Г.	2 - 65
Станевич А.М.	1 – 33
Старосельцев В.С 1-43, 1	-106
Степанова О.Г.	1 - 87
Стефанов Ю.П	- 158
Стром А.Л.	2 - 68
Суворов В.Д	2 - 71
Сулейманов М.О	- 206
Сурков Н.В	- 138
Сыстра Ю.Й1	- 108

T

Тагильцев С.Н.	
Тангирова Э.К.	<i>I</i> – 113
Тверитинова Т.Ю.	<i>I</i> – 111, <i>2</i> – 71
Тимофеев В.Ю	
Титков Н.Н	
Трофименко С.В	<i>I</i> – 199, <i>I</i> – 201
Тубанов Ц.А	
Турапов М.К.	2 – 142, 2 – 160, 2 – 206

У

Уколов В.Д	2 – 97, 2 – 207
Умурзаков Р.А.	1-113, 1-115
Усынин Л.А.	<i>1</i> – 145

Ф

Фатеев А.В.	<i>I</i> – 149, <i>I</i> – 152
Фатхуллаев Ш.Д	
Фахруддинов Ж.Ф	1 – 203
Фролова Н.С.	
1	

X

Хазан Я.М.	
Хамидов Л.А	
Хамидов Х.Л.	
Хаммер Й.	
Хаптанов В.Б.	2 – 174, 2 – 175, 2 – 175
Хрусталев В.К.	<i>I</i> – 117

Ч

2 – 29
1 – 87
1 – 84, 2 – 124
<i>I</i> – 133, <i>I</i> – 206
<i>1</i> – 147
1 – 45, 1 – 120
1 – 209
2 – 167, 2 – 169
1 - 87, 2 - 74

Ш Шапиро М.Н.....2-29 Шаров Н.В.1 – 211 Шарова Е.В.....*1* – 170 Шахова Е.В.....2-214 Шварев С.В.....*1* – 177, 2 – 45 Шерман С.И.1 – 6, 2 – 77 Шукуров М.А. 1 – 203 Щ Ю Юркова Р.М.....2-216 Я

Яковишкая Г.Е.	
Яковлев Ф.Л.	
Яроцкий Г.П.	

A, B, C, D, F, J, L, M, O, P, R, S, T, X, Y, Z

Albaric J	2	- 83
Angelier Jacques	2 –	126
Baruah Saurabh	.2 –	126
Bergerat Françoise	.1 –	217
Chen Shunyun	.2 –	220
Deshamps A	2	- 83
Deverchere J.	2	- 83
Ferdinand R.W.	2	- 83
Foulger G.R $I - 131, I - 215,$	2 –	218
Fu Rong Shan	.2 –	171
Jia Shixu	.1–	132
Julian B.R	2 –	218
Le Gall B.	2	- 83
Liu Baofeng	.1–	132
Liu Hongbing	.1–	132
Liu Ligiang	.2 –	220
Liu Peixun	.2 –	220
Liu Xia	.2 –	171
Ma Jin	2 –	220
Ma Zongjin	.1–	132
Mooney Walter D.	.1–	132
Okaya Nihal	.1–	132
Pei Shunping	.1–	132
Perrot J.	2	- 83
Petit C.	2	- 83
Rebetsky Yuri	.1–	217
Ren Jinwei	.1–	216
Song Xiaoming	.1–	216
Songo M.	2	- 83
Stefansson Ragnar	.1–	217
Sue C	2	- 83
Sun Xiong	.1–	216
Tang Ji	.1–	132
Tibery C	2	- 83
Xiong Renwei	.1–	216
Yang Guo Hua	.2 –	171
Zhang Jianshi	.1–	132
Zhang Xiankang	.1–	132
Zhao Junmeng	.1 –	132