

*На правах рукописи*

**ДОБРЫНИНА Анна Александровна**

**ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ  
И ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ  
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

**АВТОРЕФЕРАТ**  
диссертации на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Новосибирск – 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте земной коры  
Сибирского отделения РАН

**Научный руководитель:** кандидат геолого-минералогических наук  
Чечельницкий Владимир Васильевич

**Официальные оппоненты:** доктор технических наук  
Еманов Александр Федорович

кандидат физико-математических наук  
Кучай Ольга Анатольевна

**Ведущая организация:** Учреждение Российской академии наук  
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН  
(г. Москва)

Защита состоится \_\_\_\_\_ в \_\_\_\_\_ часов  
на заседании диссертационного совета Д 003.068.03 при Учреждении Российской  
академии наук Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука  
Сибирского отделения РАН,  
Адрес: 630090, г. Новосибирск пр. Коптюга, 3  
Факс: (383)333-25-13  
e-mail: NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института нефтегазовой геологии  
и геофизики Сибирского отделения РАН.

Автореферат разослан \_\_\_\_\_ 2010 г.

Ученый секретарь Диссертационного совета,  
кандидат геолого-минералогических наук, доцент \_\_\_\_\_ Н.Н. Неведрова

## ВВЕДЕНИЕ

**Объектом исследования** настоящей работы является Байкальская рифтовая система, поглощающие свойства ее литосферы и кинематические и динамические характеристики очагов землетрясений.

**Актуальность проблемы.** Байкальская рифтовая система характеризуется высоким уровнем сейсмической активности, история инструментальных сейсмологических исследований в ней насчитывает более полувека. С 1950 г. здесь произошло 13 землетрясений с магнитудой  $M \geq 6,0$ ; согласно историческим данным к исследуемому региону приурочены также события с  $M=8,2$ . В настоящее время в Байкальской рифтовой системе регистрируется порядка 3–4 тыс. землетрясений в год, при этом около 10–15 из них – события с  $M > 4,6$ . Вместе с тем определений динамических и кинематических параметров очагов землетрясений, таких как сейсмический момент, размер очага, сброшенное напряжение и амплитуда подвижки, скорость и направление распространения разрыва в очаге здесь практически не проводилось из-за отсутствия необходимой для анализа цифровой аппаратуры. До сих пор энергия землетрясений Байкальской рифтовой системы оценивается через энергетический класс, а магнитуда рассчитывается только для сильных событий (с  $M > 4,6$ ). В связи с этим сопоставление очаговых параметров землетрясений Байкальской рифтовой системы с другими регионами мира затруднено.

В 1998–2003 гг. в Байкальском филиале ГС СО РАН осуществился переход на цифровую регистрацию, сейсмические станции региона были оборудованы короткопериодными приборами, предназначенными для регистрации близких, местных и региональных землетрясений. Метод определения очаговых параметров по спектрам объемных волн наилучшим образом отвечает как условиям регистрации, так и уровню сейсмической активности региона. При расчете очаговых параметров (кроме знания характеристик разрыва в источнике) необходимо знание характеристик среды, таких как добротность и отклик среды под станцией, для Байкальской рифтовой системы фактически неизвестных. Вместе с тем эти параметры необходимы также при расчете сейсмической опасности, анализе макросейсмических проявлений при сильных землетрясениях и др. Кроме того в мировой практике сейсмическая добротность рассматривается как один из основных показателей, позволяющих оценить степень неоднородности среды. Оснащение сейсмических станций региона цифровой регистрирующей аппаратурой сделало возможным провести расчет очаговых параметров землетрясений и добротности литосферы с использованием ряда современных сейсмологических программ.

**Цель работы:** выявление закономерностей затухания сейсмических волн для литосферы Байкальской рифтовой системы, а также изучение кинематических и динамических параметров землетрясений региона.

**Задача исследования** заключается в определении характеристик затухания сейсмических волн для Байкальской рифтовой системы и для отдельных, составляющих ее тектонических структур, установлении их зависимости от возраста и уровня современной сейсмической активности; в оценке скоростей и направлений вспарывания разрыва в очагах землетрясений; в расчете очаговых параметров землетрясений (сейсмического момента, радиуса очага, величины сброшенного напряжения и амплитуды смещения в источнике).

**Этапы выполнения:**

1. Определение добротности, частотного параметра и коэффициента затухания для отдельных тектонических структур Байкальской рифтовой системы, анализ

вариаций характеристик затухания и их связи с возрастом и степенью современной сейсмической активностью структур.

2. Выбор реализованной плоскости разрыва, оценка скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений.

3. Расчет очаговых параметров землетрясений Байкальской рифтовой системы по спектрам прямых поперечных волн; установление региональных зависимостей между очаговыми параметрами и энергетическим классом землетрясения.

**Фактический материал и методы исследований:** в работе использованы цифровые записи землетрясений и микросейсм, полученные региональной сетью сейсмических станций Байкальского филиала ГС СО РАН, каталоги и бюллетени землетрясений Прибайкалья и Забайкалья. Для определения характеристик вспарывания в очагах землетрясений использованы механизмы очагов землетрясений, опубликованные в открытой печати и полученные с участием автора. В работе использовался ряд методов: метод определения эффективной добротности по кодаволнам [Aki, Chouet, 1975]; для получения характеристик разрывов в очагах землетрясений – методы групповых событий [Солоненко, Солоненко, 1987], азимутальных годографов [Горбунова, Кальметьева, 1988] и катакластического анализа [Ребецкий, 2007]. Для определения амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза под сейсмическими станциями – метод Ю. Накамуры [1980].

#### **Защищаемые научные результаты:**

1. Распределение сейсмической добротности литосферы (по поперечным кодаволнам) тектонических структур Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий зависит от уровня их тектонической и сейсмической активности. Активные структуры характеризуются пониженной добротностью ( $Q=72$ ) и высокими значениями частотного параметра ( $n=1,22$ ), древние стабильные структуры характеризуются повышенной добротностью ( $Q=134$ ) и низкими значениями частотного параметра ( $n=0,48$ ). Региональная зависимость добротности от частоты в среднем описывается выражением вида  $Q_c(f)=(103\pm 9)\cdot f^{(0,89\pm 0,06)}$ .

2. Разрывы в очагах землетрясений с магнитудами  $M_L=2,8-6,0$  являются однонаправленными и распространяются со средней скоростью  $3,2-3,5$  км/с. Реализованные плоскости разрывов в очагах землетрясений соответствуют элементам залегания активных разломов, контролирующим основные рифтовые структуры, и сопряженных с ними второстепенных разрывов.

3. Региональная зависимость между локальной магнитудой  $M_L$  и логарифмом сейсмического момента  $M_0$  для землетрясений с  $M_L=3,1-4,7$  имеет линейный вид:  $\log(M_0)\pm 0,25=1,23\cdot M_L+10,14$ . Соотношение между радиусом очага  $r$  и величиной дислокации  $D$  носит нелинейный характер:  $\log(D)\pm 0,60=0,58\cdot \log(r)+0,61$ .

**Научная новизна.** Для всей территории БРС и отдельных составляющих ее тектонических блоков получены эффективная добротность, частотный параметр и коэффициент затухания. Прослежены изменения эффективной добротности с глубиной. Впервые методом спектральных отношений Ю. Накамуры получены амплитудно-частотные характеристики верхней части разреза под сейсмическими станциями региона. Получены региональные зависимости между очаговыми параметрами и энергетическим классом.

**Личный вклад автора.** Автором подобран материал и проведены расчеты эффективной сейсмической добротности литосферы Байкальской рифтовой системы, расчеты очаговых параметров землетрясений, осуществлен выбор плоскостей разрывов в очагах землетрясений. Расчеты амплитудно-частотных характеристик

отклика среды под сейсмическими станциями выполнены автором под руководством с.н.с. лаборатории общей и инженерной сейсмологии Института земной коры СО РАН к.г.-м.н. Е.Н. Черных. Также автор принимал участие в определении механизмов очагов землетрясений Байкальской рифтовой системы за 1999–2006 гг.

**Практическое применение.** Региональные характеристики затухания сейсмических волн в дальнейшем могут использоваться при сейсмическом районировании, анализе макросейсмических проявлений при сильных землетрясениях, для расчета искусственных акселерограмм. Зависимости между магнитудой землетрясения и его очаговыми параметрами могут применяться для быстрой оценки параметров очага. Амплитудно-частотные характеристики верхней части разреза необходимы для расчета очаговых параметров землетрясений, моделирования искусственных волновых форм и др. Значения скорости распространения разрыва в очагах коровых землетрясений Байкальской рифтовой системы и установленное совпадение направления вспарывания в источнике с ориентацией оси промежуточного напряжения могут использоваться при исследовании физики очага землетрясения, в частности, применяться при выборе модели очага.

**Апробация работ.** Результаты работ лично докладывались автором на следующих научных совещаниях и конференциях: XXI Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика». ИЗК СО РАН, Иркутск, 2005; Научно-техническая конференция факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии ИрГТУ, Иркутск, 2006 г.; Научный семинар «Геомеханика и геофизика – 2006» . Б.Коты, 2006 г.; Ежегодная научно-техническая конференция факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии ИрГТУ, 2007 г.; XXII Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика», ИЗК СО РАН, Иркутск, 2007 г.; II международная сейсмологическая школа «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», ГС РАН, Пермь, 2007 г.; IX Уральская молодежная научная школа по геофизике «Современные проблемы геофизики», ИГ УрО РАН, Екатеринбург, 2008 г.; General Assembly of the European Geosciences Union–2008, 2009, 2010, Вена, Австрия, 2008 г, 2009 г., 2010 г.; Научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», ИЗК СО РАН, Иркутск, 2008 г.; Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле», ИФЗ РАН, Москва, 2008г.; Всероссийское совещание «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия». ИЗК СО РАН, Иркутск, 2009 г.; I молодежная тектонофизическая школа-семинар «Современная тектонофизика. Методы и результаты». ИФЗ РАН, Москва, 2009 г.; Всероссийский научный симпозиум «Кайнозойский континентальный рифтогенез». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010 г.

Основные положения работы докладывались на семинарах лаборатории общей и инженерной сейсмологии Института земной коры СО РАН (Иркутск, Россия), отдела океанологии Университета Западной Бретани (Брест, Франция) и геофизической секции Ученого Совета Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (Новосибирск, Россия).

**Публикации.** По теме диссертации самостоятельно и в соавторстве опубликовано 30 работ, из них 4 статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК (Физика Земли, 2007, 2009; Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской Академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных

месторождений, 2008; Геофизические исследования, 2010).

**Объем и структура работы.** Диссертация состоит из 5 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 251 страницу, включает 10 таблиц, 43 рисунка, 7 приложений, список библиографии из 296 наименований.

**Благодарности.** Автор благодарит своего научного руководителя к.г.-м.н. В.В. Чечельницкого за руководство и помощь в подготовке диссертации; зам. директора ИЗК СО РАН д.г.-м.н. К.Г. Леви, к.г.-м.н. Е.Н. Черных, и к.ф.-м.н. В.Н. Табулевич за поддержку при работе над диссертацией, а также консультации и ценные советы; Байкальский филиал ГС СО РАН и Н.А. Гилеву за предоставленные цифровые записи землетрясений; д.г.-м.н. В.И. Мельникову за первоначальную постановку задачи исследования и критические замечания; д.ф.-м.н. Ю.Л. Ребецкого, д.ф.-м.н. С.С. Арефьева, д.ф.-м.н. М.В. Родкина, проф. Ж. Девершера (Франция), проф. П. Мандала (Индия), к.ф.-м.н. В.В. Быкову, к.г.-м.н. Н.А. Радзиминович, Н.Н. Дреннову за консультации; д.г.-м.н. А.В. Ключевского и д.г.-м.н. В.В. Мордвинову за критические замечания; д.т.н. А.Ф. Еманова, д.ф.-м.н. Б.П. Сибирякова и д.г.-м.н. В.Д. Суворова за конструктивные замечания; к.г.-м.н. В.А. Санькова и д.г.-м.н. С.И. Шермана за полезные советы и поддержку при работе над диссертацией. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (№08-05-00992) и программы Президиума РАН №16.8.

## СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

**В первой главе «Тектоническое строение, глубинная структура и сейсмичность Байкальской рифтовой системы»** кратко рассматриваются геологические и геофизические характеристики исследуемого района. Байкальская рифтовая система (БРС) расположена в Северной Евразии, она протягивается вдоль края Сибирской платформы на 1600 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии и состоит из линейной системы поднятий и впадин, ограниченных разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978]. Основу древней структуры региона представляют археско-протерозойская Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область, которые являются тектоническими структурами первого порядка. Внутри Саяно-Байкальской складчатой области выделяется ряд тектонических блоков – террейнов, возраст которых варьирует от позднего протерозоя до среднего палеозоя. Историческим ядром БРС является Южно-Байкальская впадина, где растяжение литосферы началось на грани мела и палеогена с образованием крупного осадочного бассейна [Логачев, 2001]. В олигоцене и миоцене рифтогенез прогрессировал в обоих направлениях от Южного Байкала, охватив последовательно впадины Северо-Байкальскую, Верхнеангарскую, Баргузинскую, Муйскую и Чарскую на СВ крыле и впадины Тункинскую и Хубсугульскую – на ЮЗ фланге БРС.

Результаты структурно-геологических исследований [Шерман, Днепровский, 1989; San'kov et al., 1997], измерений методом GPS-геодезии [Саньков и др., 1999] и расчетов СТД и обобщений данных о механизмах очагов землетрясений [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007; Petit et al., 1996] свидетельствуют о том, что в центральной части БРС доминирует режим растяжения. Для флангов характерна тенденция усиления роли сдвиговых полей тектонических напряжений. Косое растяжение по отношению к оси рифтовых структур установлено для СВ фланга рифтовой системы и режим сдвига со сжатием – для ЮЗ фланга.

Задаче определения глубинного строения БРС посвящены многочисленные

работы А.А. Артемьева, Н.А. Бушенковой, Ш. Гао, Ж. Девершера, А. Дешамп, П. Дэвиса, Ю.Л. Зорина, В.М. Кожевникова, С.В. Крылова, И.Ю. Кулакова, В.В. Мордвиновой, В.А. Рогожиной, В.Д. Суворова, О.А. Соловей, К. Тибери, Т.Б. Яновской и др. Установлено наличие в верхней части земной коры БРС слоя пониженной скорости, положение которого хорошо согласуется с данными магнитотеллурических исследований, сейсмологии и магнитометрии, выявлена сокращенная мощность литосферы под БРС по сравнению с окружающими регионами. Исследования добротности  $Q$  в БРС до сих пор носили локальный характер, можно привести несколько работ, в которых выполнены расчеты эффективной добротности (для  $P$ -,  $S$ - и кода-волн) для отдельных районов – о. Ольхон, Баргузинского и Северо-Муйского районов, областей Муйской и Чарской впадин, ЮЗ и центральной частей БРС и Сибирской платформы [Жадин, Дергачев, 1973; Гайский и др., 1977; Егоркин и др., 1981; Раутиан и др., 1981; Дергачев, 1982; Букина и др., 1983; Кочетков и др., 1985; Копничев, 1991; Потапов и др., 1996; Еманов и др., 1999]. Фактически для БРС добротность остается мало изученной.

БРС характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. С 1950 г. по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) здесь произошло 13 землетрясений с магнитудой  $M_s \geq 6,0$ ; согласно историческим данным к исследуемому региону приурочены также события с магнитудой до 8,2 [Новый..., 1977]. Количество слабых и умеренных событий (энергетический класс  $K_p \geq 7$ ) довольно значительно – около 3–4 тыс. землетрясений в год [Масальский и др., 2007]. Максимальное количество землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе. Подробный анализ эпицентрального поля землетрясений БРС приводится в многочисленных работах [Голенецкий, 1976, 1977а; Геология и сейсмичность..., 1985; Golenetsky, 1990 и др.]. Установлено, что эпицентры землетрясений БРС образуют протяженные полосы, в большинстве случаев ориентированные согласно основным рифтовым структурам. Эти полосы не всегда согласуются с зонами известных по геологическим данным разломов. Характер реализации сейсмичности БРС достаточно многообразен: помимо одиночных сильных землетрясений наблюдается большое количество роев и афтершоковых последовательностей. Вопросам определения глубин землетрясений БРС посвящен ряд работ С.И. Голенецкого, М.Б. Вертлиб, С.В. Крылова, Н.С. Боровик, Ж. Девершера, Н.А. Гилевой, Н.А. Радзиминович, В.Д. Суворова, Ц.А. Тубанова, С.С. Арефьева и др. Подробный обзор работ по определению глубин землетрясений в БРС при веден в работе [Радзиминович, 2010], согласно заключению автора основной объем землетрясений сосредоточен в пределах земной коры на глубинах 10–20 км. Механизмы очагов землетрясений БРС подробно рассматривались в работах С.И. Голенецкого, Л.А. Мишариной, Н.В. Солоненко, Д. Дозер, В.И. Мельниковой, Н.А. Радзиминович и др. Решения механизмов очагов землетрясений БРС показывают преобладание очагов сбросового типа в центральной части БРС, и очагов со сдвиговой компонентой смещения по разрывам – на флангах.

Несмотря на высокий сейсмический потенциал региона, работ по определению очаговых параметров землетрясений здесь практически не проводилось из-за отсутствия до последнего времени цифровой записывающей аппаратуры. Можно упомянуть только работы Л.Г. Данциг [1981] и Е.А. Штеймана [Кочетков и др., 1985], в которых для определения очаговых параметров использовались записи временных локальных сетей станций, и А.В. Ключевского [Ключевский, 1986; 1989; Klyuchevskii, 2004], применившего экспресс-методику оценки очаговых параметров [Арефьев,

1979] к условиям регистрации сейсмических событий в БРС.

Во второй главе «Обзор методов определения характеристик сейсмической среды и очаговых параметров землетрясений» рассмотрен ряд методов, ориентированных на определение: (1) эффективной сейсмической добротности, (2) характеристик разрыва в очаге землетрясения (ориентации плоскости разрыва, скорости и направления вспарывания разрыва), (3) очаговых параметров землетрясений и (4) амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) верхней части разреза под сейсмическими станциями.

*Определение добротности.* Вопросам затухания сейсмических волн посвящены многочисленные теоретические и экспериментальные работы таких отечественных и зарубежных авторов, как К. Аки, Л. Гао, Дж. Палли, Р. Германн, Х. Сато, М. Фехлер, Д. Макнамара, Б. Митчел, С. Мак, Л. Оттемеллер, Р. Кастро, С. Гупта, Х. Хасегава, Д. Хазарика, Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, Ю.Ф. Копничев, О.И. Аптикаева, А.А. Гусев, П.Б. Каазик, А.Ф. Еманов, О.В. Павленко, А.А. Дергачев, И.Н. Соколова, В.К. Лемзиков и др. К настоящему времени разработан ряд методов определения добротности среды, основанных как на активном («просвечивание» среды с помощью взрывов, виброисточников и др.), так и на пассивном сейсмических экспериментах (обработка записей землетрясений, микросейсм). В настоящей работе использовался метод определения добротности по коде местных и близких землетрясений [Аки, 1969; Аки, Chouet, 1975]. Впервые природа кода-волн и возможность определения параметров затухания по ним была рассмотрена К. Аки [Аки, 1969; Аки, Chouet, 1975]. Для объяснения существования кода-волн им была предложена модель однократного рассеяния, согласно которой кода-волны локального землетрясения, рассматриваются как суперпозиция однократно рассеянных волн, сгенерированных многочисленными неоднородностями, случайно распределенными в земной коре и верхней мантии. Уменьшение амплитуды кода-волн от локального землетрясения дает возможность количественно рассчитать эффективную сейсмическую добротность  $Q_c$ . Обычно добротность увеличивается с частотой согласно [Mitchell, 1981]:

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

где  $Q_0$  – добротность на некоторой референтной частоте  $f_0$  (как правило, 1 Гц) и  $n$  – частотный параметр, который близок к 1 и меняется от региона к региону в зависимости от степени неоднородности среды [Аки, 1981]. Амплитуда кода-волн в момент времени  $t$  от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте  $f$ , связывается с добротностью следующим соотношением:

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

где  $S(f)$  – скалярная временная функция в источнике,  $Q_c(f)$  – добротность среды,  $\alpha$  – характеристика геометрического расхождения, если принять, что кода-волны являются рассеянными объемными волнами [Аки, 1969], то  $\alpha=1$  [Sato, Fehler, 1998]. Прологарифмировав (2), получим:

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

Наклон графика в выражении (3) определяет значение  $Q_c$  для частоты  $f$ .

*Определение параметров разрыва в очаге.* Представление об очаге землетрясения как о дислокации, распространяющейся с конечной скоростью, не превышающей скорости упругих волн, впервые было сформулировано Г. Рейдом в его теории упругой отдачи [Reid, 1911]. К настоящему времени разработан ряд методов определения параметров разрушения в очаге, основанных как на анализе сейсмограмм [Benioff, Press, Smith, 1961; Ben-Menahem, 1961; Isaks et al., 1967; Khattri, 1969; Москвина, 1971; Fukao, 1972; Солоненко, Солоненко, 1987; Горбунова,

Кальметьева, 1988; Москвина, 1990; Bouchon et al., 2002; Kikuchi, Kanamori, 2003 и др.], так и на реконструкции регионального поля напряжений [Никитин, Юнга, 1977; Гущенко, Кузнецов, 1979; Gephart, Forsyth, 1984; Ребецкий, 2007 и др.]. В последние годы предпочтение отдается инверсионным методам [Bouchon et al., 2002; Kikuchi, Kanamori, 2003 и др.], позволяющим комплексно определять механизм очага, скорость распространения разрыва и др., в то же время эти методы имеют ряд существенных практических ограничений, которые не позволяют в настоящее время использовать их при исследовании землетрясений БРС. Поэтому в настоящей работе использованы методы: групповых событий и азимутальных годографов (основаны на сейсмическом подобии эффекта Доплера) [Солоненко, Солоненко, 1987; Горбунова, Кальметьева, 1988] и катакластического анализа [Ребецкий, 2007].

*Метод групповых событий* предложен А.В.Солоненко исследования для роев и афтершоковых последовательностей [Солоненко, Солоненко, 1987]. Очаг землетрясения моделируется трещиной длиной  $L_0$ , распространяющейся со средней скоростью  $U$ . Время регистрации процесса разрушения и период, измеренный на сейсмограмме, будут зависеть от  $U$ , скорости сейсмической волны  $V$  и угла  $\theta$  между направлением вспарывания разрыва в очаге и направлением на приемник:

$$T = T^0(1 - U/V \cos \theta), \quad (4)$$

где  $T^0 = 2L_0/U$  – период очагового излучения. Искажения, вносимые регистрирующей аппаратурой, могут быть исключены при рассмотрении двух землетрясения одной энергии из одного района, неизвестная величина  $T^0$  – при регистрации землетрясения на двух станциях. В методе вводится предположение о распространении разрыва вдоль оси промежуточного напряжения. Таким образом, зная фокальный механизм, можно найти ориентацию и скорость распространения разрыва в источнике.

*Метод азимутальных годографов* разработан И.В.Горбуновой [Горбунова, Кальметьева, 1988]. Для определения азимута и направления распространения разрыва строится азимутальный годограф (АГ) – зависимость длительности процесса разрушения в очаге  $\tau$  от азимута ( $\tau$  определяется как разность времен прихода первой и максимальной фаз  $P$ -волны на станцию). АГ представляет собой кривую с двумя экстремумами, отстоящими друг от друга на  $180^\circ$ , минимум соответствует направлению распространения разрыва, максимум – противоположному. Скорость  $U$ :

$$U = V_P \cdot (\tau_{\max} - \tau_{\min}) / (\tau_{\max} + \tau_{\min}), \quad (5)$$

где  $V_P$  – скорость  $P$ -волны,  $\tau_{\max}$ ,  $\tau_{\min}$  – максимум и минимум АГ.

*Метод катакластического анализа трещин* (МКАТ) предложен Ю.Л. Ребецким [2007] и использует структурно-кинематические данные о трещинах (о механизмах очагов землетрясений) для того, чтобы восстановить поле действующих тектонических напряжений. Критерий идентификации реализованной плоскости в очаге основан на принципе максимальности сбрасываемых напряжений и выделяет в качестве реализованной ту из нодальных плоскостей, для которой достигается наибольшая величина сбрасываемых напряжений (данная плоскость считается энергетически наиболее выгодной) [Ребецкий, 2007]:

$$(\tau_n + k_S \cdot \sigma_{nn}) - (\tau_s + k_S \cdot \sigma_{ss}) > 0, \quad (6)$$

где  $k_S$  – коэффициент сухого трения,  $\tau_i$ ,  $\sigma_{ii}$  – касательные и нормальные напряжения, действующие на нодальных плоскостях  $n$  и  $s$  соответственно.

*Определение сейсмического момента и очаговых параметров землетрясений.* Первое спектральное определение сейсмического момента сделано К. Аки [1966] по записям поверхностных  $G$ -волн. В настоящее время определение очаговых параметров по спектрам широко применяется в сейсмологической практике

[Ризниченко и др., 1976; Москвина, 1978; Дагестанское землетрясение..., 1980; Арефьев, 1985; Аптекман и др., 1989; Захарова и др., 1990; Trifunac, 1972; Archuleta et al., 1982; Shapira, Hofstetter, 1993; Zobin, Havskov, 1995; Margaris, Hatzidimitriou, 2002 и др.]. Для расчета сейсмического момента, как правило, применяется стандартная модель круговой дислокации [Brune, 1970, 1971]. В соответствии с ней спектр смещений в дальней зоне  $\Omega(f)$  может быть описан постоянной амплитудой  $\Omega_0$  до некоторой частоты  $f_c$  известной как угловая частота, и спадающей в степени -2 для частот, больших угловой. Для определения  $\Omega_0$  и  $f_c$  необходимо учесть влияние внешних факторов на запись землетрясения – спектр смещений  $S(f)$ , полученный на сейсмической станции, может быть представлен в виде произведения спектра источника  $\Omega(f)$  и ряда фильтров [Аптекман и др., 1989; Thatcher, Hanks, 1973 и др.]:

$$S(f)=\Omega(f)\cdot I(f)\cdot G(f)\cdot P(f)\cdot A(f)\cdot FS \quad (7)$$

где  $I(f)$  – АЧХ записывающего прибора,  $A(f)$  – усиление колебаний под сейсмической станцией и  $FS$  – влияние свободной поверхности ( $FS=2$  [Trifunac, 1972]),  $G(f)$  – поправка на затухание вследствие геометрического расхождения,  $P(f)$  – неупругое затухание вдоль пути источник – приемник, согласно [Douglas, Ryall, 1972]:

$$G(f)\cdot P(f)=\Delta\cdot\exp[\pi\Delta\cdot f/Q\cdot V]. \quad (8)$$

Уровень спектральной амплитуды  $\Omega_0$  и угловая частота  $f_c$  связаны с сейсмическим моментом  $M_0$ , радиусом очага  $r$ , сброшенным напряжением  $\Delta\sigma$  и амплитудой смещения  $D$  рядом простых соотношений [Brune, 1970, 1971]:

$$M_0=4\pi\rho\Delta\Omega_0V_S^3R_{\theta\phi}^{-1}; r=2,34V_S/(2\pi f_c); \Delta\sigma=0,44M_0/r^3; D=M_0/(\mu\pi r^2) \quad (9)$$

где  $\rho=2,7$  г/см<sup>3</sup> – плотность [Ризниченко, 1985],  $\Delta$  – эпицентральное расстояние (км),  $V_S=3,55$  км/с – скорость поперечных волн [Голенецкий, Новомейская, 1975],  $R_{\theta\phi}$  – направленность,  $\mu=3,2\cdot 10^4$  Н/м<sup>2</sup> – модуль упругости сдвига [Ризниченко, 1985].

*Определение АЧХ верхней части разреза.* К настоящему времени разработан ряд методов для оценки влияния среды под приемником на сигнал: метод стандартных спектральных отношений [Borcherdt, 1970; Drouet et al., 2008 и др.]; метод спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент [Nogoshi, Igarashi, 1971; Nakamura, 1989; Ammon et al., 1990; Kind et al., 1995 и др.]; инверсионные методы [Andrews, 1986; Drouet et al., 2008 и др.]. В представленной работе для определения АЧХ среды использовался метод Ю.Накамуры [Nakamura, 1989], основанный на предположении о равенстве амплитуды отношений пиковых величин спектров горизонтальной и вертикальной компонент микросейсм и коэффициента усиления колебаний при землетрясениях.

**В третьей главе «Добротность земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой системы»** приведены результаты расчета эффективной сейсмической добротности  $Q_c$  литосферы БРС по кода-волнам 274 близких и местных землетрясений БРС с энергетическими классами  $K_p=9,6-13,7$  ( $\Delta=15-300$  км). Записи обрабатывались фильтром Баттерворта с центральными частотами 0,3, 0,75, 1,5, 3, 6 и 12 Гц. Длина окна  $W$  для обработки коды бралась равной 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 и 90 сек. Всего было выполнено около 15500 индивидуальных определений  $Q_c$ .

Наблюдается сильная зависимость добротности от частоты:  $Q_c$  меняется от  $46\pm 45$  до  $1025\pm 221$  для частот 0,3 и 12,0 Гц ( $W=20$  сек) и от  $113\pm 48$  до  $1995\pm 751$  на тех же частотах при  $W=90$  сек. Полученные значения  $Q_c$  согласуются с результатами Т.Г. Раутиан и В.А. Потаповым с соавторами [Раутиан и др., 1981; Потапов и др., 1996] для ЮЗ и СВ флангов БРС.

Согласно [Pulli, 1984] значение  $Q$ , полученное на сейсмической станции, характеризует некоторый объем пространства (эллипсоид), размеры которого зависят

от длины окна обработки коды и от гипоцентрального расстояния, т.е., меняя  $W$ , можно проследить характер изменения  $Q_c(f)$  с глубиной. В настоящей работе параметры полуосей эллипсоида с увеличением  $W$  меняются в пределах:  $a=154-217$  км,  $b=72-168$  км и  $c=87-183$  км ( $a, b$  – длина и ширина,  $c$  – глубина нижней границы). Для каждого значения  $W$  получена эмпирическая зависимость  $Q_c(f)$  согласно уравнению (1) (рис. 1, вкладка). Значения коэффициентов затухания ( $\text{км}^{-1}$ ) меняются от  $0.0086 \pm 0.0008$  до  $0.0027 \pm 0.0002$  в зависимости от глубины. Изменение  $\delta$  с глубиной нижней границы эллипсоида (рис. 2, вкладка):

$$\delta = 7,03 \cdot c^{-1,52}, \quad (10)$$

Степенная форма зависимости  $\delta(c)$  говорит о том, что уменьшение затухания с глубиной в верхней части литосферы происходит быстрее по сравнению с ее нижней частью [Добрынина и др., 2010а; Dobrynina et al., 2010а, б]. Согласно полученным эмпирическим зависимостям  $Q_c(f)$  для разных значений длины окна при обработке коды частотный параметр  $n$  меняется от 0,89 до 0,81 с увеличением  $c$ . Увеличение  $Q_c$  и уменьшение  $\delta$  и  $n$  с увеличением длины окна обработки коды (и, соответственно, глубины) показывают, что неоднородность среды уменьшается с глубиной, так как высокое давление в нижней части коры приводит к закрытию трещин и проявлению пластических деформаций в зонах разломов [Николаевский, 1984].

Согласованность значений добротности прямых  $S$ -волн ( $108 \cdot f^{0,85}$ ), полученных в настоящей работе методом преобладающих периодов, и кода-волн ( $106 \cdot f^{0,88}$ ) в области низких частот (0,5–8,0 Гц) свидетельствует о том, что кода-волны являются рассеянными и отраженными от неоднородностей литосферы поперечными волнами. Помимо расчета добротности для всей рассматриваемой территории оценки  $Q_c(f)$  и коэффициента затухания  $\delta$  выполнялись также для отдельных тектонических блоков: Сибирской платформы, рифтовых впадин, горных поднятий (рис. 3, вкладка). Результаты определений эффективной добротности и частотного параметра  $n$ , полученные в настоящей работе, характерны для районов с высокой тектонической активностью [Мак et al., 2004]. Вместе с тем, при детальном рассмотрении соотношений параметров затухания  $Q_0$  и  $n$  для отдельных тектонических блоков отмечаются следующие важные особенности (рис. 3, вкладка) [Добрынина, 2009а, б; Добрынина и др., 2009, 2010; Dobrynina et al., 2009, 2010а, б]. Одна из наблюдаемых тенденций состоит в том, что  $\delta$  и  $n$  снижаются для древних стабильных областей, то есть в целом зависят от возраста консолидации земной коры. Максимальные значения  $Q_0$  и минимальные значения  $n$  характерны для докембрийской Сибирской платформы (рис. 3, вкладка). Несколько ниже добротность литосферы для нижнепалеозойского Хамар-Дабанского блока и докембрийской Муйской глыбы. Вместе с тем отмечается существенное снижение добротности как докембрийских, так и палеозойских участков коры при внедрении в них процессов рифтогенеза. Так, для структур СВ фланга БРС (Чарской впадина и ее окружение), которые внедряются в пределы южного выступа Сибирской платформы, характерны пониженные значения добротности и повышенные значения  $n$  (рис. 3, вкладка). Схожая ситуация наблюдается для сейсмически активных Окинского и Восточно-Саянского блоков, относящихся к вендскому Тувино-Монгольскому микроконтиненту. По простиранию рифтовой системы добротность  $Q_0$  меняется в пределах от 72 до 109, а  $n$ , характеризующий неоднородность среды, изменяется в пределах от 0,87 до 1,22 (рис. 3, вкладка). В целом минимумы  $Q_0$  приурочены к впадинам, в максимумы – к перемычкам и плечам рифтов. Аномально низкий уровень добротности при высоком  $n$  получен для района Верхнеангарско-Муйской межвпадинной перемычки, Ципа-

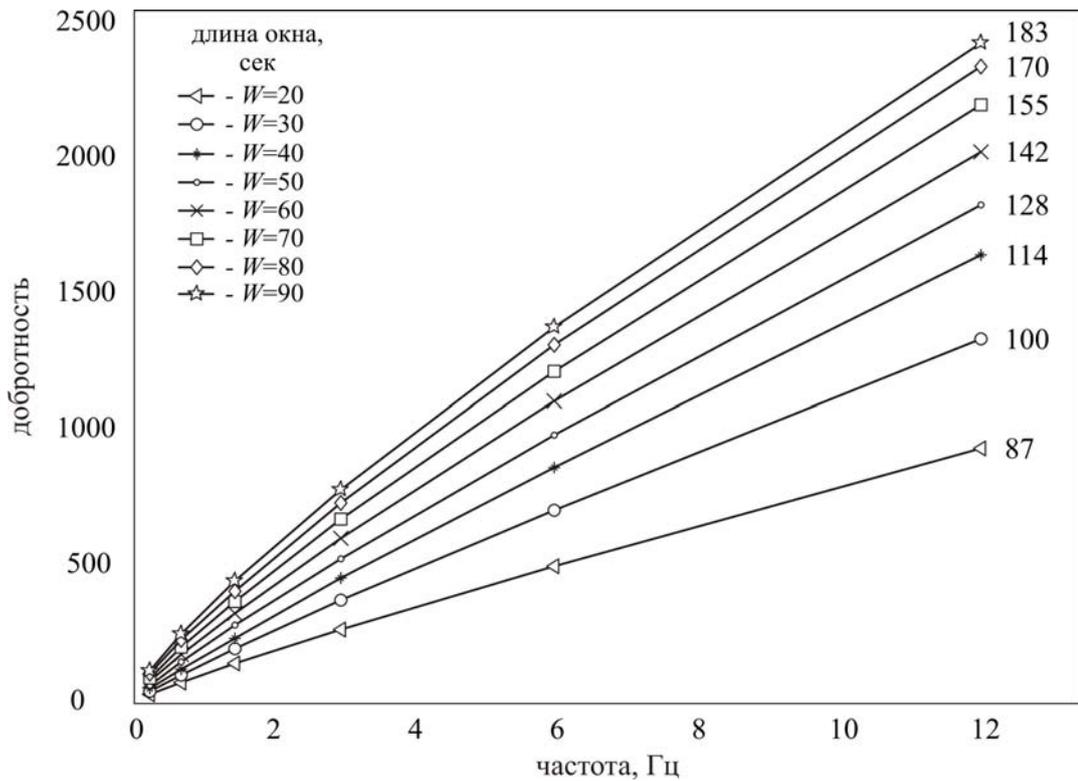


Рисунок 1. Зависимость  $Q_c(f)$  от длины окна обработки коды  $W$  (сек). Справа для каждой кривой приведены соответствующие значения глубины залегания нижней границы эллипсоида  $c$  (км).

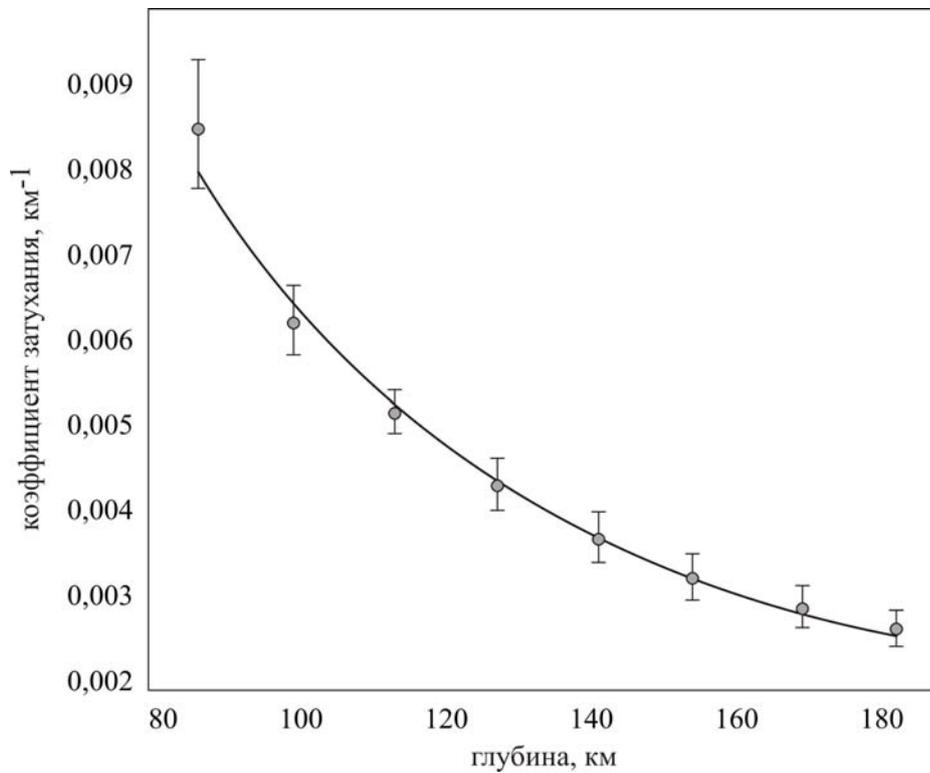


Рисунок 2. Изменение коэффициента затухания  $\delta$  (км<sup>-1</sup>) с увеличением глубины залегания нижней границы эллипсоида  $c$  (км). Для каждого значения  $\delta$  показано среднеквадратичное отклонение.

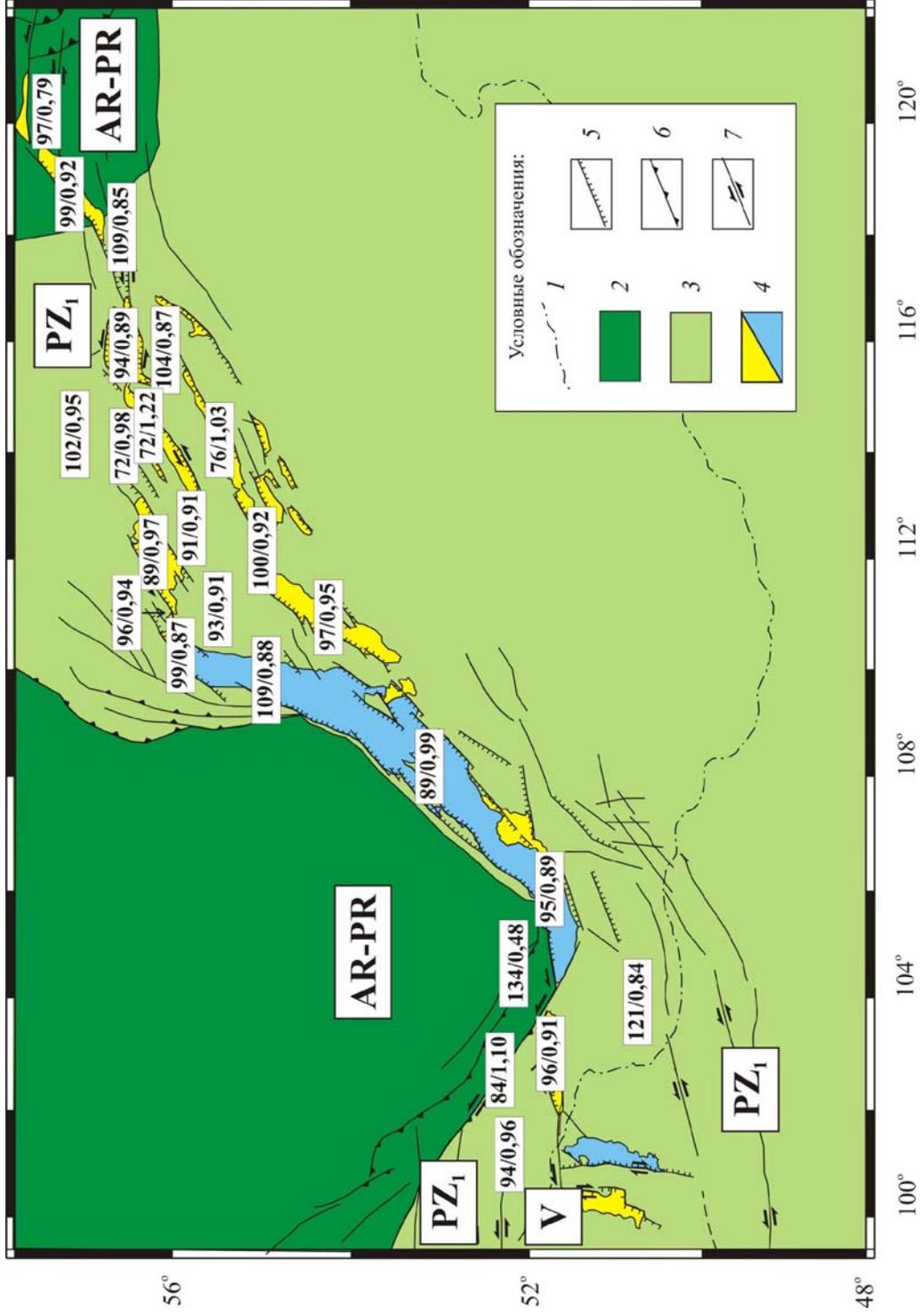


Рисунок 3. Пространственное распределение добротности (на частоте 1 Гц) и частотного параметра,  $Q_0/n$ .  
 1 – государственная граница; 2 – Сибирская платформа; 3 – Саяно-Байкальская подвижная область; 4 – кайнозойские рифтовые впадины; 5-7 – разломы; 5 – сбросы, 6 – взбросы и надвиги, 7 – сдвиги. Буквами в прямоугольниках показан возраст консолидации коры разных тектонических блоков: AR-PR – архей-протерозой, PZ<sub>1</sub> – нижний палеозой, V – венд.

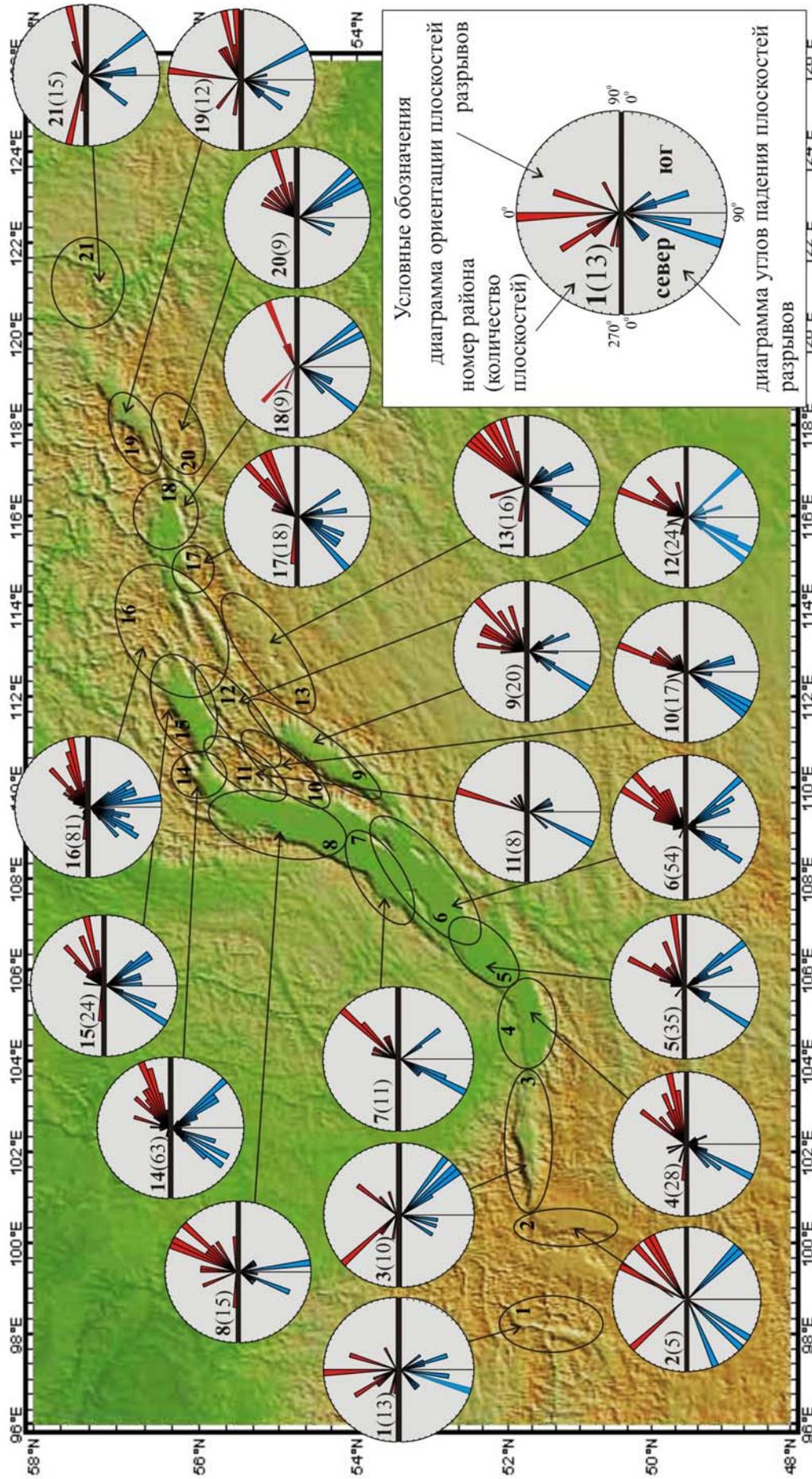


Рисунок 4. Диаграммы ориентаций и углов падения реализованных плоскостей разрывов в очагах землетрясений БРС. Выделены и обозначены цифрами районы, для которых строились диаграммы. Цифровой рельеф заимствован с сайта Marine Geoscience Data System Колумбийского университета (<http://www.marine-geo.org/>).

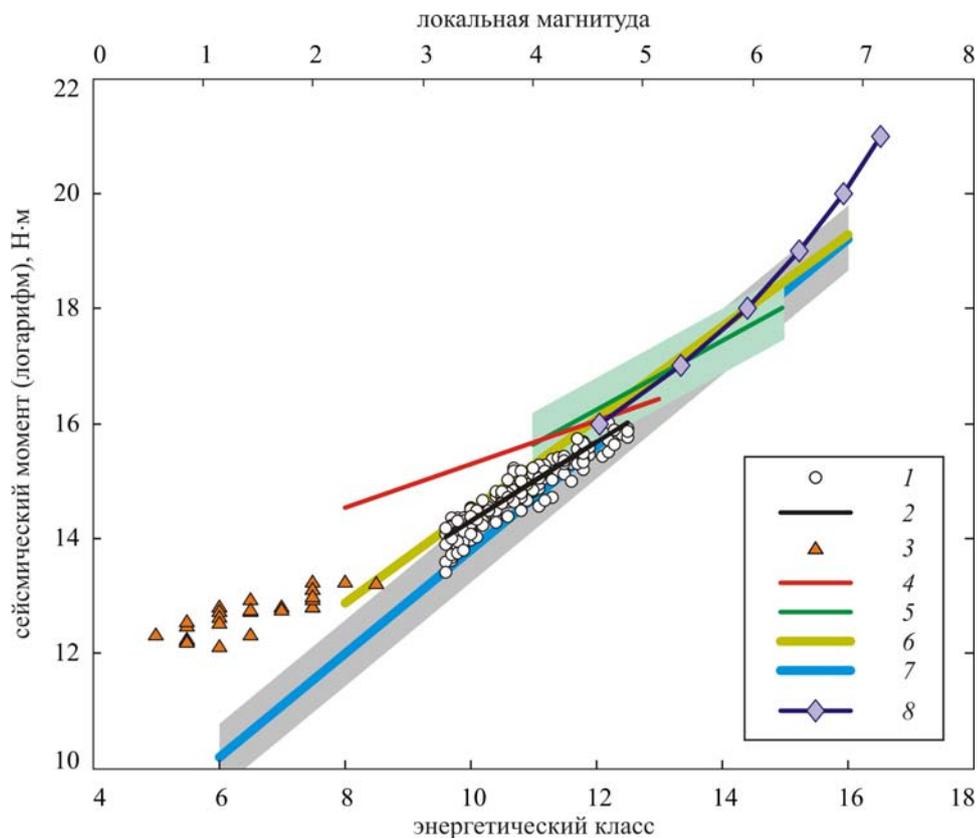


Рисунок 5. Зависимость сейсмического момента от энергетического класса и локальной магнитуды. 1, 2 – значения  $M_0$  и линия регрессии для БРС [настоящая работа]; 3 – значения  $M_0$  для Баргузинского района БРС [Данциг, 1981]; 4-7 – линии регрессии: 4 – для Северомуйского района БРС [Кочетков и др., 1985], 5 – БРС (зеленым показаны ошибки) [Ключевский, Демьянович, 2002], 6-8 – [Раутиан и др., 1981; Ризниченко, 1985; Гусев, Мельникова, 1990].

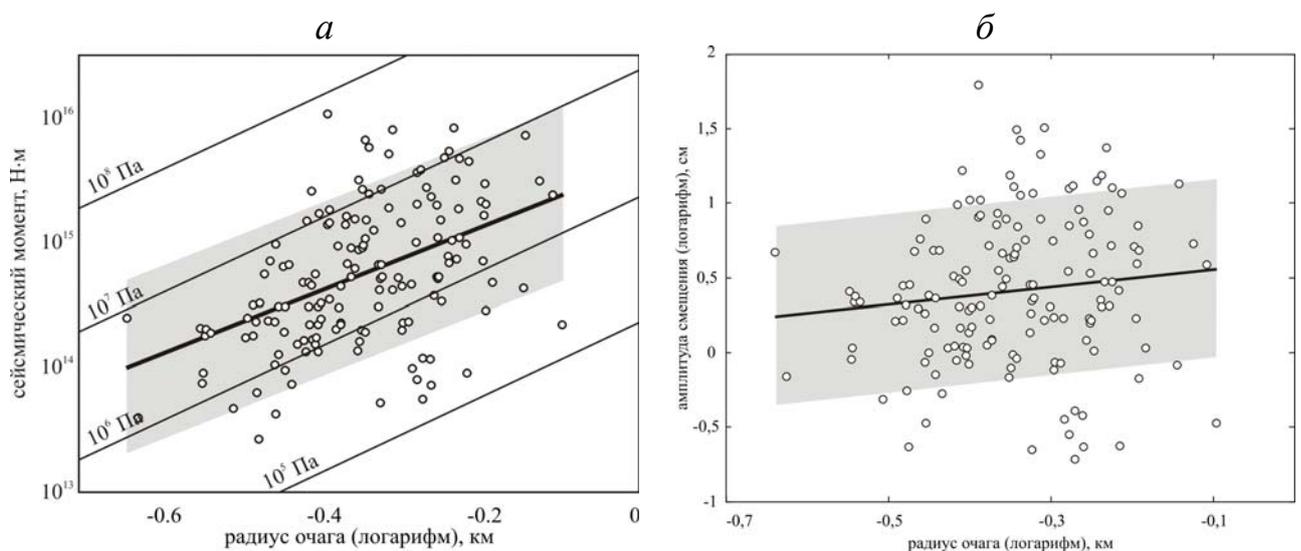


Рисунок 6. Соотношение между радиусом очага землетрясения и (а) сейсмическим моментом и (б) амплитудой смещения по разрыву. Прямыми показаны линии регрессии, серым – ошибки. На рисунке (а) тонкими линиями – линии постоянных сброшенных напряжений по модели Дж. Бруна [Brune, 1970, 1971].

Баунтовской впадины и зоны Главного Саянского разлома (рис. 3, вкладка), что хорошо коррелирует с высоким уровнем нарушенности земной коры активными разломами в пределах этих территорий. Другой аномалией является Северо-Байкальская впадина, которая характеризуется высоким значением  $Q_0=109$  и относительно низким значением  $n=0,88$ . При этом известно, что уровень сейсмической активности в ней аномально низкий. Анализ параметров затухания для сейсмических трасс, проходящих через зоны крупных разломов (Обручевский, Приморский, Главный Саянский и Тункинский разломы) позволил заключить, что при пересечении зон крупных активных разломов резко возрастает коэффициент затухания (в среднем на 20–60% по сравнению с контактирующим блоком) [Добрынина, 2009b].

Сопоставление параметров затухания БРС и других регионов мира показало, что соотношение  $Q_c(f)$  для исследуемого региона согласуется с данными для других тектонически активных районов, таких как СВ Индия ( $Q_c(f)=52f^{1,32}$ ) [Hazarika et al., 2009], Гималаи ( $Q_c(f)=110f^{1,02}$ ) [Gupta, Kumar, 2002] и др. В то же время параметр  $n$ , характеризующий степень неоднородности среды, полученный для Сибирской платформы ( $n=0,48$ ), согласуется со значениями  $n$  для областей с умеренной и стабильной тектоникой: Северная Иберия ( $n=0,45$ ) [Pujades et al., 1991], Канадский щит ( $n=0,35$ ) [Hasegawa, 1985] и Новая Англия ( $n=0,40$ ) [Pulli, 1984].

**В четвертой главе «Определение параметров разрыва в очаге (ориентация, скорость и направление вспарывания)»** приведены результаты определений скоростей и направлений вспарывания, а также ориентации плоскости разрыва в очагах землетрясений Южно-Байкальской и Кичерской последовательностей 1999 г., а также для событий с известными решениями механизмов очагов землетрясений.

Южно-Байкальская последовательность землетрясений 1999 г. локализована в Южно-Байкальской впадине, в восточной части Култукской депрессии, в зоне пересечения внутривпадинных разломов субширотного, СВ и СЗ простираний и является крупнейшей (исключая Култукскую афтершоковую последовательность землетрясений 2008 г.) инструментально зарегистрированной на территории Южного Байкала [Радзиминович и др., 2006]. На основе анализа графика Бенъоффа [1961] развитие сейсмического процесса было разделено на 4 стадии, что согласуется с пространственно-временным анализом, приведенным в работе [Радзиминович и др., 2006]. Установлены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах 20 событий [Добрынина, 2008а, б; Добрынина, Саньков, 2009, 2010]. Большинство плоскостей ориентированы субширотно. Диаграмма углов падения показывает преобладание крутых плоскостей разрывов. Для основного события (25.02, 18<sup>h</sup>58<sup>m</sup>,  $M_w=5,9$ ) установлена в качестве рабочей крутопадающая на СЗ плоскость, что соответствует определению, сделанному ранее на основе анализа эпицентрального поля афтершоков, фокальных механизмов и результатов релокализации афтершоков [Радзиминович и др., 2006]. Получены значения скоростей и направления распространения разрывов в очагах 14 землетрясений [Добрынина, 2008а, б; Добрынина, Саньков, 2009, 2010]. Практически во всех случаях разрывы в очагах землетрясений ЮБ сейсмической последовательности распространяются в одном направлении ( $Az=241–254^\circ$ ). Значения скоростей вспарывания в среднем равны  $1,0 \cdot V_S$ .

Кичерская последовательность землетрясений 1999 г. локализована в зоне Верхнеангарского разлома (ВАР) [Геология и сейсмичность..., 1985] вблизи ЮВ борта Кичерской впадины и в пределах Кичеро-Верхнеангарской межвпадинной перемычки, ее эпицентрального поля имело форму эллипса, вытянутого в СВ

направлении [Мельникова и др., 2007a]. В результате совместного анализа графика Беньоффа и пространственной локализации событий ход сейсмического процесса был разделен на две группы [Добрынина, 2006, 2008б; Добрынина, Саньков, 2009, 2010]. В первую группу вошли события, локализованные в СВ части эпицентральной зоны и связанные с сильными землетрясениями 21 марта ( $16^h16^m$ ,  $M_w=5,9$  и  $16^h17^m$ ,  $M_w=5,9$ ) – около 2500 толчков с  $K_p \geq 7$ , во вторую – события, эпицентры которых попадают в ЮЗ часть общего поля (около 2000 событий с  $K_p \geq 7$ ). Обе группы событий локализованы в зоне ВАР, первая группа – в районе межвпадинной переемычки, разделяющей Кичерскую и Верхнеангарскую депрессии, вторая – на ЮЗ сегменте ВАР СВ ориентации. Судя по их расположению и последовательности проявления, первая группа характеризует процесс «взламывания» переемычки, в то время как вторая – процесс смещений по уже существующему разлому, спровоцированный активизацией в районе переемычки. По характеру выделения сейсмической энергии во времени, по соотношению энергии главного толчка и энергии всех афтершоков [Солоненко, Солоненко, 1987] и по критерию разности магнитуд [Арефьев, 2003], события первой группы могут быть отнесены к форшоково-афтершоковой последовательности, а события второй группы – к рою землетрясений [Добрынина, Саньков, 2009, 2010]. Для событий первой группы получены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах 21 землетрясения, большинство из них ориентировано близширно (11 событий). Для основного события ( $21.03$ ,  $16^h16^m$ ,  $M_w=5,9$ ) в качестве рабочей плоскости определена близмеридиональная, падающая на З-СЗ плоскость. Полученное решение согласуется с близмеридиональной ориентацией поля форшоков и поля афтершоков в первые часы после сильных землетрясений, что отражает активизацию движений по субмеридиональным разломам межвпадинной переемычки. Для землетрясений второй группы определены рабочие плоскости для 29 толчков, в основном это плоскости СВ (12 событий) и В-СВ ориентаций (13 событий). Для 52 событий получены направления и скорости вспарывания разрывов в очагах, для большинства (37 событий) землетрясений разрывы распространяются в сторону межвпадинной переемычки [Добрынина, 2006, 2008б; Добрынина, Саньков, 2009, 2010]. Скорости распространения разрывов в среднем равны  $0,9 \cdot V_S$ .

Совместный анализ результатов определений скоростей и направлений распространения разрывов в очагах землетрясений БРС, полученных методами групповых событий и азимутальных годографов, показывает, что разрыв в очаге землетрясения распространяется в одном доминирующем направлении, согласующемся с ориентацией оси промежуточного напряжения в пределах  $30^\circ$  со скоростью, не превышающей скорость прямых поперечных волн.

Выбор плоскости разрыва для землетрясений с известными решениями фокальных механизмов на всей территории БРС проводился с помощью МКАТ [Ребецкий, 2007]. Расчет тензоров напряжений и приращений СТД выполнялся с шагом  $0,25 \times 0,25$  градуса (радиус области вокруг узла расчета брался равным 25, 50 и 75 км). Полученные результаты определений ориентации осей сжатия и растяжения не противоречат результатам обобщения данных о фокальных механизмах [Солоненко, 1993; Парфеевец и др., 2002; Petit et al., 1996] и расчетам СТД [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007]. Для 380 землетрясений с индивидуальными решениями механизмов очагов и 131 группы событий с композитными решениями определены плоскости разрывов в очаге [Саньков, Добрынина, 2009]. Сопоставление простираций генеральных и региональных разломов БРС по данным [Шерман, 1977] и простираций

реализованных плоскостей в очагах землетрясений БРС показало, что картина, в целом, повторяется, но есть некоторые особенности. СЗ структуры для реализованных плоскостей практически не проявляются для центрального и СВ сегмента БРС. Для центральной части БРС ярче всего проявлены СВ структуры, в то время как для СВ сегмента в очагах землетрясений преобладают субширотные разрывы, хотя пик СВ простирания также прослеживается. Для ЮЗ части ярко проявляются СВ разрывы, а не субширотные, что говорит о том, что в земной коре локально действует режим растяжения [Саньков, Добрынина, 2009]. Ориентация современных разрывов в большинстве случаев, иногда – до деталей, наследует существующие неотектонические структуры (рис. 4, вкладка). В южной части Байкальской впадины (до дельты р. Селенги) преобладают два направления разрывов – субширотное и СВ. Именно такие простирания активных разломов наблюдаются в бортах впадины и выявлены по данным сейсмопрофилирования. Минимальные вариации простирания разрывов характерны для центральной части Байкальской впадины, где растяжение строго перпендикулярно неотектонической структуре (рис. 4, вкладка). На СВ фланге БРС наиболее сложное строение имеют области междувпадинных перемычек, а во впадинах разрывы в очагах параллельны известным неотектоническим разломам. Исключением из общей тенденции является ЮЗ часть БРС и окончание СВ фланга рифтовой системы [Саньков, Добрынина, 2009]. В районе Бусингольской впадины проявились нехарактерные для этой части рифтовой системы современные СЗ разрывы. Самые разнообразные направления разрывов проявились в пределах Окинского плоскогорья, Тункинской впадины и северного Прихубсугулья. На СВ окончании БРС, в районе р.Олекмы, преобладают субмеридиональные разломы, однако в современном поле напряжений на уровне очагового слоя образуются субширотные разрывы. Указанные отклонения простираний современных разрывов в очагах землетрясений от закартированной на поверхности неотектонической структуры могут свидетельствовать об изменении во времени поля тектонических напряжений и наложенности современной структуры по отношению к позднекайнозойской [Саньков, Добрынина, 2009].

**В пятой главе «Сейсмический момент и очаговые параметры землетрясений»** приведены результаты расчета очаговых параметров 150 землетрясений БРС с  $K_p=9,6-12,5$  (локальная магнитуда  $M_L=3,1-4,7$ ) по спектрам прямых S-волн. При расчете спектров землетрясений вносились поправки на АЧХ аппаратуры, на затухание вследствие геометрического расхождения и поглощения на пути источник–приемник. АЧХ верхней части разреза под сейсмическими станциями БФ ГС СО РАН были получены по методу Ю. Накамуры [1989] [Черных, Добрынина, 2010; Chernykh, Dobrynina, 2010; Dobrynina et al., 2010б, в]. Сейсмический момент исследуемых землетрясений меняется от  $2,64 \cdot 10^{13}$  Н·м до  $1,05 \cdot 10^{16}$  Н·м. Радиусы очагов по [Brune, 1970, 1971] меняются от 0,23 км до 0,8 км. Полученные значения сброшенных напряжений  $\Delta\sigma$  варьируют в пределах от  $2 \cdot 10^5$  до  $6,7 \cdot 10^7$  Па. Максимальная амплитуда смещения в очаге  $D$  – 62 см (получена для события с энергетическим классом 12,2).

Уравнения связи между очаговыми параметрами и энергией землетрясения находились методом парной линейной регрессии [Кремер, 2004] (см. табл.). Полученные значения  $M_0$  для землетрясений БРС сопоставлялись с определениями предшественников: Л.Г. Данциг, Е.А. Штеймана и А.В. Ключевского (рис. 5, вкладка), а также с регрессионными соотношениями « $M_0-K_p (M_L)$ », определенными на основе мировых данных [Раутиан и др., 1981; Ризниченко, 1985; Гусев,

Мельникова, 1990]. Результаты Е.А. Штеймана в области низких энергий более чем на порядок превышают определения, полученные другими исследователями, что может быть объяснено использованием  $SV$ -волн и учетом влияния низкоскоростного приповерхностного слоя. Наблюдается достаточно хорошая согласованность соотношений « $M_0-K_p$ », полученных для всей территории БРС в настоящей работе и определенных А.В. Ключевским, а также восстановленных из среднемировых зависимостей по данным [Раутиан и др., 1981; Ризниченко, 1985; Гусев, Мельникова, 1990]. Сопоставление результатов определения  $M_0$  для землетрясений Баргузинского района [Данциг, 1981] и исследуемых в представленной работе затруднено, так как энергетические диапазоны рассматриваемых событий не перекрываются. В то же время при совместном анализе этих данных наблюдается нелинейность зависимости « $M_0-M_L$ », при этом точка перегиба лежит в интервале  $K_p=8,5-9,6$  ( $M_L=2,5-3,1$ ). Подобное поведение  $M_0$  с ростом магнитуды отмечено рядом исследователей при изучении внутриплитных землетрясений Америки и Канады [Hasegawa, 1983; Nuttli, 1983; Street, Turcotte, 1977] и Калифорнии [Bormann, 2002]. В любом случае вопрос о характере связи между сейсмическим моментом и магнитудой во всем энергетическом диапазоне происходящих в БРС землетрясений требует отдельного детального исследования с использованием большого числа исходных данных. В результате выполненных в настоящей работе определений  $M_0$  можно констатировать, что в энергетическом диапазоне  $M_L=3,1-4,7$  соотношение « $M_0-M_L$ » имеет линейный характер.

Таблица. Связь между энергией землетрясения и очаговыми параметрами.

	$K_p$		$M_L$		$\log(M_0)$	
	$a \pm \sigma_a$	$b \pm \sigma_b$	$a \pm \sigma_a$	$b \pm \sigma_b$	$a \pm \sigma_a$	$b \pm \sigma_b$
$\log(M_0)$	$0,69 \pm 0,04$	$7,4 \pm 0,03$	$1,23 \pm 0,07$	$10,14 \pm 0,03$		
$\log(r)$	$0,06 \pm 0,02$	$-1,0 \pm 0,01$	$0,11 \pm 0,04$	$-0,76 \pm 0,01$	$2,58 \pm 0,78$	$15,61 \pm 0,08$
$\log(\Delta\sigma)$	$0,5 \pm 0,07$	$1,05 \pm 0,05$	$0,9 \pm 0,12$	$3,05 \pm 0,05$	$0,95 \pm 0,10$	$8,67 \pm 0,05$
$\log(D)$	$0,56 \pm 0,05$	$-5,59 \pm 0,04$	$1,01 \pm 0,09$	$-3,35 \pm 0,04$	$1,05 \pm 0,07$	$14,29 \pm 0,03$

**Примечание:**  $a \pm \sigma_a$ ,  $b \pm \sigma_b$  – значения коэффициентов и их среднеквадратичные отклонения в уравнении регрессии  $y=(a \pm \sigma_a) \cdot x+(b \pm \sigma_b)$ .

Концепция подобия сейсмического спектра впервые была предложена К. Аки [1967]. Она основана на предположении, что все землетрясения имеют постоянный сброс напряжений независимо от сейсмического момента, другими словами, форма сейсмического спектра меняется с величиной землетрясения согласно закону:

$$M_0 \propto f_c^{-\gamma}, \gamma=3. \quad (11)$$

Соотношение  $M_0$  и радиусов очагов (обратно пропорциональных  $f_c$ ) рассматриваемых землетрясений не удовлетворяет закону подобия (рис. 6а, вкладка), а показатель степени  $\gamma=2,58$  (табл.). С другой стороны также отмечается рост величины сброшенного напряжения с увеличением  $M_0$  (табл.). В модели К. Аки  $\Delta\sigma$  не зависит от величины  $M_0$  ( $\Delta\sigma=\text{const}$ ), то есть радиус источника  $r$  и величина подвижки  $D$  должны быть связаны линейной зависимостью. Соотношение « $D-r$ » для исследуемых событий имеет вид:

$$\log(D) \pm 0,60 = (0,58 \pm 0,78) \cdot \log(r) + (0,61 \pm 0,08), \quad (12)$$

Наблюдается очень большой разброс значений – для событий с одинаковыми геометрическими размерами источника  $D$  может варьировать в пределах более чем двух порядков (рис. 7б, вкладка). Таким образом, представляется вероятным, что между амплитудой смещения и радиусом источника для рассматриваемых

землетрясений существует нелинейная зависимость [Добрынина, 2009с, 2010; Dobrynina et al., 2010a, с]. Нелинейная связь между амплитудой подвижки и геометрическими размерами разрыва также установлена В.В. Ружичем и С.И. Шерманом [1978] при статистической обработке результатов полевых наблюдений разломов БРС, Восточной Сибири, Монголии и других регионов. Такой характер зависимости « $D-r$ » может быть объяснен относительным изменением упругих свойств среды для землетрясений разной величины. То есть, при увеличении силы землетрясения, среда ведет себя уже не как хрупкое, а как упруго-вязкое (упруго-пластичное) тело, для которого отношение амплитуды подвижки к длине разрыва меняется нелинейно. Таким образом, отличие показателя степени в ур-нии (11) от 3 ( $\gamma=2,58$ ), значительные вариации соотношения « $M_0-r$ » (рис. 6а, вкладка), рост величин  $\Delta\sigma$  с увеличением  $M_0$  (табл.) и нелинейный характер зависимости « $D-r$ » (рис. 7б, вкладка) позволяют заключить, что для описания рассматриваемых землетрясений БРС теоретическая модель К. Аки для однородного источника с постоянным сбросом напряжений не подходит [Добрынина, 2009с, 2010; Dobrynina et al., 2010a, с].

Сопоставление результатов определений  $M_0$  для БРС и других зон растяжения литосферы (рифтов Северного моря, Греции и Провинции Бассейнов и Хребтов [Zobin, Havskov, 1995; Roumelioti et al., 2002; Margaris, Hatzidimitriou, 2002; Margaris, Voore, 1998; Chouliaras, Stavrakakis, 2007; Benetatos et al., 2002; Pechmann et al., 2007]) показало хорошую согласованность данных. Сопоставление зависимостей « $M_0-M_L$ » для зон с разными тектоническими режимами (зон растяжения; зон сжатия (Канада, Италия); зон сдвига – трансформные разломы (Сан-Андреас (Калифорния), Альпийский разлом (Новая Зеландия), Северо-Анатолийский разлом (Турция)); трансформного разлома, осложненный системой типа pull-apart (система Мервое море – Джорданский трансформный разлом (Израиль)); зоны реликтовой субдукции (зона Вранча): [Trifu, Radulian, 1991; Shapira, Hofstetter, 1993; Hofstetter et al., 1996; Radulian, Popa, 1996; Bindi et al., 2005; Ristau et al., 2005; Parolai et al., 2007; Ristau, 2009; Hutton et al., 2010]) показало, что наблюдается тенденция к увеличению угла наклона логлинейного графика « $M_0-M_L$ » при переходе от зоны Вранча к зонам растяжения. В целом наблюдается различие зависимостей « $M_0-M_L$ », относящихся к зонам с разными тектоническими режимами, что позволяет говорить об определенной общности, которой характеризуются очаговые параметры землетрясений в рифтовых системах, отражающей общие закономерности деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы [Добрынина, 2009с, 2010; Dobrynina et al., 2010a, с].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования, основанного на использовании цифровых записей сети сейсмических станций Байкальского филиала ГС СО РАН, получены новые данные о характеристиках затухания сейсмических волн в литосфере БРС. По коде поперечных волн получена средняя зависимость добротности от частоты для литосферы БРС. Показано, что изменения добротности с глубиной ( $Q_c=103\div 325$ ) объясняются существующей вертикальной неоднородностью среды и ее уменьшением с глубиной. Выявлены закономерности латеральных вариаций параметров затухания сейсмических волн в зависимости от возраста коры, степени современной сейсмической активности структур и тектонической раздробленности. Наибольшее затухание сейсмических волн наблюдается при пересечении зон крупных активных разломов. При этом коэффициент затухания может увеличиться на величину 20–60% по сравнению с контактирующим блоком.

Методом катакластического анализа [Ребецкий, 2007] выделены реализованные плоскости разрывов в очагах землетрясений БРС, соответствующие элементам залегания основных активных разломов и сопряженных с ними второстепенных разрывов. Двумя разными методами [Солоненко, Солоненко, 1987; Горбунова, Кальметьева, 1988] получены значения скоростей вспарывания разрыва в очагах землетрясений БРС, в среднем они составляют 3,2–3,5 км/с, то есть примерно равны скорости поперечных волн. Установлено, что разрывы в очагах землетрясений Южно-Байкальской и Кичерской последовательностей имеют одно преимущественное направление распространения.

По спектрам прямых  $S$ -волн с учетом региональных характеристик затухания сейсмических волн и АЧХ верхней части разреза рассчитаны очаговые параметры 150 землетрясений БРС (сейсмический момент, радиус очага, сброшенные напряжения и амплитуда подвижки). Получены региональные зависимости между очаговыми параметрами и энергетическим классом, которые могут быть использованы для быстрой оценки сейсмического момента землетрясения и др. Установлено, что закон подобия сейсмического спектра  $K$ . Аки для рассмотренных землетрясений БРС не выполняется. Сопоставление результатов определения сейсмического момента для БРС с данными по рифтовым зонам и по регионам с другими тектоническими режимами показало, что очаговые параметры землетрясений в рифтовых системах характеризуются определенной общностью, отражающей общие закономерности деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы.

#### **Основные публикации по теме диссертации:**

1. Мельникова, В.И. Деструкция земной коры при Кичерской последовательности землетрясений 1999 года на Северном Байкале [Текст] / В.И. Мельникова, ..., А.А. Добрынина // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы Всерос. конференции. Под редакцией К.Г. Леви, С.И. Шермана. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 133 – 137.
2. Мельникова, В.И. Особенности разрядки напряжений в очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны в 2004 году [Текст] / В.И. Мельникова, А.А. Добрынина и др. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы Всерос. конференции. Под редакцией К.Г. Леви, С.И. Шермана. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 96 – 100.
3. Добрынина, А.А. Механизмы очагов землетрясений Северобайкальской впадины [Текст] / А.А. Добрынина // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXI Всерос. молодежной конференции. Под редакцией Г.Ф. Уфимцева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 245 – 246.
4. Мельникова, В.И. Параметры деформирования земной коры Байкальской рифтовой зоны за период 2003–2005 гг. (по сейсмологическим данным) [Текст] / В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович, А.А. Добрынина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е.В. Складорова. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – Т. 2. – С. 12 – 15.
5. Добрынина, А.А. Определение истинной плоскости разрыва в очагах Кичерских землетрясений (район северного Байкала) [Текст] / А.А. Добрынина // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Сборник избранных трудов научно-технической конференции ФГГГ ИрГТУ. Под редакцией В.А. Филонюк. – Вып. 6. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 28 – 32.
6. Добрынина, А.А. Скорости разрывов в очагах землетрясений Байкальской

- рифтовой зоны [Текст] / А.А. Добрынина // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Под редакцией Ф.И. Жмулева и др. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006. – С. 72 – 73.
7. Мельникова, В.И. Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г. ) [Текст] / В.И. Мельникова, ..., А.А. Добрынина // Физика земли. – 2007а. – №11. – С. 3 – 20.
8. Добрынина, А.А. Спектральные характеристики и тензор сейсмического момента землетрясений Байкальской рифтовой зоны [Текст] / А.А. Добрынина, В.И. Мельникова // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы международной научной конференции. Под редакцией В.А. Коротеева. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. – С. 87 – 90.
9. Добрынина, А.А. Спектральные характеристики прибайкальских землетрясений [Текст] / А.А. Добрынина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всерос. молодежной конференции. Под редакцией Е.В. Склярова. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – С. 221 – 222.
10. Dobrynina, A.A. Source parameters of the Baikal Rift System's earthquakes [Электронный ресурс] / А.А. Dobrynina // Geophys. Res. Abstr.: EGU General Assembly. – 2008. – V.10. – EGU2008-06055.
11. Добрынина, А.А. Направления вспарывания в очагах землетрясений как показатель распространения деструктивного процесса (на примере Байкальской рифтовой системы) [Текст] / А.А. Добрынина, В.А. Саньков // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е.В. Склярова. – Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. – Т. 1. – С. 110 – 112.
12. Добрынина, А.А. Направленность излучения и размеры очагов Прибайкальских землетрясений [Текст] / А.А. Добрынина // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской Академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. – №6. – С. 129 – 131.
13. Добрынина, А.А. Скорости и направления разрывов в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г. [Текст] / А.А. Добрынина // Современные проблемы геофизики. Материалы IX Уральской молодежной научной школы по геофизике. Под редакцией В.И. Уткина. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008а. – С. 55– 57.
14. Добрынина А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах Прибайкальских землетрясений [Текст] / А.А. Добрынина // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тезисы докладов Всерос. конференции. Под редакцией А.О. Глико, Ю.Г. Леонова. – М.: ИФЗ, 2008б. – Т. 2. – С. 249 – 251.
15. Саньков, В.А. Активные разрывы в земной коре Байкальской рифтовой системы на уровне очагового слоя [Текст] / В.А. Саньков, А.А. Добрынина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е.В. Склярова. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – Т. 2. – С. 67 – 70.
16. Добрынина, А.А. Добротность земной коры юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий [Текст] / А.А. Добрынина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всерос. молодежной конференции. Под редакцией Е.В. Склярова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009а. – С. 272 – 273.
17. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы [Текст] / А.А. Добрынина // Физика Земли. – 2009в. – № 12. – С. 60 – 75.
18. Добрынина, А.А. Затухание сейсмических волн в зонах крупных активных

- разломов южного обрамления Сибирской платформы [Текст] / А.А. Добрынина // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы–семинара. Под редакцией Ю.Л. Ребецкого. – М.: ИФЗ, 2009б. – С. 38 – 40.
19. Добрынина, А.А. Добротность земной коры юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий [Текст] / А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всерос. совещания. Под редакцией Е.В. Складорова, С.И. Шермана. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – С.147–149.
20. Добрынина, А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы [Текст] / А.А. Добрынина, В. А. Саньков // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов Всероссийской конференции. Под редакцией А.О. Глико, Ю.Г. Леонова. – М.: ИФЗ, 2009. – Т. 2. – С. 317–323.
21. Dobrynina, A.A. The crustal quality factor in the southwest of Baikal rift system and surroundings [Электронный ресурс] / A.A. Dobrynina, V.V. Chechelnitzsky, V.A. Sankov // Geophys. Res. Abstr.: EGU General Assembly. – 2009. – V.11. –EGU2009-2934.
22. Черных, Е.Н. Вариации спектральных отношений микросейсм в сети сейсмостанций Байкальской рифтовой системы [Текст] / Е.Н. Черных, А.А.Добрынина // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. – Ташкент: ИС АН РУз, 2010. – Т.1. – С. 59–62.
23. Добрынина, А.А. Добротность литосферы Байкальской рифтовой системы [Текст] / А.А.Добрынина, В.В.Чечельницкий, В.А. Саньков // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. – Ташкент: ИС АН РУз, 2010а. – Т.1. – С. 212–216.
24. Добрынина, А.А. Сейсмическая добротность как показатель деструкции литосферы в Байкальской рифтовой системе [Текст] / А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всерос. симпозиума с международным участием. Под редакцией Е.В. Складорова, С.В. Рассказова. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010б. – Т. 1. – С. 130 – 133.
25. Добрынина, А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы [Текст] / А.А. Добрынина // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. – Ташкент: ИС АН РУз, 2010. – Т.1. – С. 33–37.
26. Добрынина, А.А., Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы [Текст] / А.А.Добрынина, В.А. Саньков // Геофизические исследования. – 2010. – Т. 11. – № 2. – С.52 – 61.
27. Dobrynina, A.A. Source parameters of Baikal rift system earthquakes [Электронный ресурс] / A.A. Dobrynina, V.V. Chechelnitzsky, E.N. Chernykh // Geophys. Res. Abstr.: EGU General Assembly. – 2010в. – V.12. – EGU2010-476.
28. Dobrynina, A.A. Seismic quality factor and source parameters of the Baikal rift system earthquakes [Текст] / A.A. Dobrynina, V.V. Chechelnitzsky, E.N. Chernykh, V.A. Sankov // Seismol. Res. Lett. – 2010б. – V.81. – P. 342.
29. Dobrynina, A.A. The seismic quality factor in Baikal rift system [Электронный ресурс] / A.A. Dobrynina, V.V. Chechelnitzsky, V.A. Sankov // Geophys. Res. Abstr.: EGU General Assembly. – 2010а. – V.12. – EGU2010-465.
30. Chernykh, E.N. Variations of the microseism spectral ratios for Baikal seismic station network [Электронный ресурс] / E.N. Chernykh, A.A. Dobrynina // Geophys. Res. Abstr.: EGU General Assembly. – 2010. – V.12. – EGU2010-479.

