

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

КАКОУРОВА АННА АЛЕКСАНДРОВНА

МИГРИРУЮЩАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА В
СТАТИСТИКЕ ПОЛЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Специальность 25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Ключевский Анатолий Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук

Брыжак Евгений Вадимович

Иркутск – 2022

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика Байкальского региона и Байкальской рифтовой системы.....	16
1.1. Геолого-структурная позиция Байкальского региона и Байкальской рифтовой системы.....	16
1.2. Глубинное строение земной коры и литосферы Байкальской рифтовой системы по геолого-геофизическим данным.....	21
1.3. Сейсмичность Байкальской рифтовой системы.....	24
Выводы к главе 1.....	29
Глава 2. Методика исследования мигрирующей сейсмичности: основные модели, методы и результаты тестирования.....	31
2.1. Проблема «миграции» очагов землетрясений.....	32
2.2. Методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений.....	42
2.3. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности.....	46
2.3.1. Основные положения.....	46
2.3.2. Базовая модель мигрирующей сейсмичности: площадка круглой формы...48	48
2.3.3. Базовая модель мигрирующей сейсмичности: площадка прямоугольной формы.....	51
2.3.4. Средняя частота реализации и среднее число цепочек событий.....	54
2.4. Примеры тестирования и реализации методики.....	56
2.4.1. Территория нескольких разломов: площадка круглой формы.....	56
2.4.2. Зона разлома: площадка прямоугольной формы.....	59
Выводы к главе 2.....	63
Глава 3. Цепочки землетрясений в земной коре Байкальского региона и трех районов....	65
3.1. Основные пространственно-временные и энергетические характеристики	

сейсмичности Байкальского региона и трех районов.....	65
3.2. Пространственно-временное, азимутальное и энергетическое распределение цепочек землетрясений.....	68
3.2.1. Байкальский регион.....	70
3.2.2. Три района Байкальской рифтовой системы.....	85
3.3. Карты изолиний плотности цепочек землетрясений.....	98
Выводы к главе 3.....	101
Глава 4. Цепочки землетрясений и геолого-геофизические процессы в литосфере Байкальского региона.....	104
4.1. Субрегиональные цепочки землетрясений.....	104
4.2. Локальные цепочки землетрясений.....	108
4.3. Цепочки группирующейся сейсмичности.....	111
4.4. Скорости последовательного возникновения эпицентров в цепочках землетрясений.....	120
Выводы к главе 4.....	127
Заключение.....	128
Список литературы.....	132

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Представленная диссертационная работа направлена на уточнение имеющихся и получение новых знаний о геофизическом явлении «миграции» сейсмичности в земной коре Байкальской рифтовой системы (БРС). Задачи диссертации определены актуальной проблемой изучения современной геодинамики БРС с целью обеспечения сейсмической безопасности в Байкальском регионе.

В настоящее время землетрясения являются наиболее опасными природными процессами на Земле [Lee et al., 2002]: при сильных и катастрофических землетрясениях гибнут люди, разрушаются сооружения и города, резко изменяется экология среды и социально-экономический уклад жизни. Исследования по общему сейсмическому районированию территории Российской Федерации показали, что почти треть территории страны подвержена семибальным сейсмическим воздействиям, требующим обязательных антисейсмических мероприятий [Уломов, 1999]. Более 15% общей площади страны занимают чрезвычайно опасные в сейсмическом отношении 8–10 бальные зоны, и Байкальский регион, расположенный в юго-восточной части Российской Федерации на границе с Монголией, входит в эти территории [Комплект карт..., 1999; Приказ об утверждении..., 2015]. Для эффективного проведения антисейсмических мероприятий необходимо решение ряда основных задач, определяемых напряженно-деформированным состоянием литосферы, геодинамическими процессами и сейсмичностью региона. Известно, что сейсмичность отражает сложную структурную наследственную неоднородность геологической среды и пространственно-временное перераспределение напряжений и деформаций, которые концентрируются на границах неоднородностей в зонах разломов, генерируя землетрясения [Напряженно-деформированное состояние..., 2003]. Сейсмологи установили основные общие закономерности сейсмичности в различных регионах Земли, наблюдаемые, в том числе, и в Байкальском регионе: для землетрясений характерны повторяемость, отклики на воздействия, временные синхронизации, группируемость, «миграции» очагов и другие проявления разрушения

деформируемых твердых сред [Анализ..., 2004]. Повышенное внимание к мигрирующей сейсмичности, изучаемой в диссертационной работе обусловлено тем, что в этом геофизическом явлении имеется потенциальная возможность прогноза сильных сейсмических событий: локализация и динамика процесса «миграции» очагов землетрясений хорошо вписываются в рамки модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (модель ЛНТ) с подготовкой и реализацией сильного землетрясения [Мячкин и др., 1975].

«Миграции» очагов землетрясений как явление возникновения цепочек последовательных во времени и пространстве сильных толчков, выявлены в разных сейсмоактивных областях Земли [Richter, 1958; Mogi, 1968; Wood, Allen, 1973; Викулин, 2003; Уломов и др., 2006; Шерман, 2013; Novopashina, Lukhneva, 2020]. При изучении этого явления исследователи во многих случаях применяют неформализованные или полуформализованные методики и разработки, а в анализе используются, как правило, данные о сильных и умеренных землетрясениях. В связи с этим актуальной является разработка методики формализованного определения и выделения цепочек землетрясений, позволяющей единообразно обработать инструментальные данные всех зарегистрированных толчков и набрать статистику выделенных цепочек на различных масштабных уровнях литосферы. Последующий анализ этих материалов дает возможность исследовать пространственно-временное, азимутальное и энергетическое распределение цепочек землетрясений и на этой основе выявить и верифицировать основные свойства и закономерности мигрирующей сейсмичности, т.е. изучить явление «миграции» сейсмичности. Актуальность работы повышается проверкой возможности формирования не только цепочек «миграции» землетрясений, возникновение которых обусловлено геофизическими процессами в земной коре, но и цепочек формирующихся при случайном пространственно-временном распределении сейсмических событий – псевдомиграций.

Характеристика объекта и предмет исследования. При исследованиях сейсмичности в диссертации под Байкальским регионом имеется в виду территория, ограниченная координатами $\varphi = 48 - 60^\circ$ с. ш., $\lambda = 96 - 122^\circ$ в. д., на которой мониторинг землетрясений в основном осуществляется сетью сейсмических станций Байкальского филиала федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ ФИЦ ЕГС РАН) [<http://www.seis-bykl.ru>]. В диссертации также используется понятие Байкальская сейсмическая зона (БСЗ), которое отражает предмет и объект изучения. Байкальский регион занимает часть Центрально-Азиатского сейсмического пояса в пределах территории Иркутской области, Республики Бурятия и Забайкальского края (Россия). Мониторинг сейсмичности охватывает также часть территории северной Монголии и Китая. Наиболее сейсмоактивной частью Байкальского региона является Байкальская рифтовая система (БРС), характеризующаяся высоким уровнем сейсмичности. С позиции геологии, БРС – наиболее активный элемент Монголо-Сибирской горной страны [Флоренсов, 1978], входящей в Центрально-Азиатский складчатый пояс, разделяющий Сибирский и Северо-Китайский кратоны.

Основным объектом исследования является распределение эпицентров землетрясений Байкальского региона. Основным предметом исследования являются выделенные в земной коре Байкальского региона квазилинейные пространственно-временные последовательности (цепочки) землетрясений. Дополнительным предметом исследования является имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности, используемая для определения критериев выделения цепочек, оценки уровня и верификации мигрирующей сейсмичности в земной коре исследуемых территорий.

Степень разработанности проблемы. За десятки лет изучения «миграции» очагов землетрясений исследованы с помощью ряда способов и методов [Wood, Allen, 1973; Уломов и др., 2006; Новопашина, 2013; Левина, Ружич, 2015; Шерман, Горбунова, 2008] в различных сейсмоактивных областях Земли [Касахара, 1985; Викулин, 2003; Shelly, 2010;

Tung, Masterlark, 2018; Novopashina, Lukhneva, 2021; Bykov et al., 2022 и др.]. Во многих сейсмоактивных регионах в той или иной степени установлено присутствие направленного возникновения очагов сильных землетрясений, которое объясняется, как правило, динамикой медленных деформационных волн в зонах сеймотектонических деструкций [Викулин, 2003; Шерман, 2017; Zalohar, 2018], а также автоколебаниями в разломной зоне [Быков, 2005]. Другим объяснением возникновения исследуемого феномена является перераспределение напряжений в литосфере после сильных землетрясений [Polic et al., 2003]. Результаты исследований «миграций» в эпицентральной поле БРС представлены в трудах сотрудников Института земной коры СО РАН. Авторские методики, используемые в данных работах, формализованы в значительной степени. В этих работах определены основные направления «миграций» [Новопашина, 2013; Шерман, 2017; Левина, Ружич, 2015; Novopashina, Lukhneva, 2020] и введено понятие «сейсмомиграции» [*seismicity migration*, Левина, Ружич, 2015, с. 225], позволяющее устранить противоречие в буквальном понимании словосочетания «миграции очагов землетрясений» (очаги землетрясений как области сеймотектонической деструкции земной коры, не могут «мигрировать» в смысле «перемещаться»). Выделены медленные односторонние и маятниковые «миграции» сейсмической активности в отдельных сейсмоактивных зонах БРС, зачастую носящие циклический характер, оценены скорости «миграции» анализируемого параметра. Эти исследования, как правило, выполнены по данным о сильных и умеренных землетрясениях, а установленные особенности пространственно-временных изменений анализируемого параметра сейсмичности рассматриваются как «миграции» очагов землетрясений при прохождении деформационных волн.

Цели и задачи работы. Целью диссертационной работы является исследование мигрирующей сейсмичности в эпицентральной поле землетрясений Байкальского региона через формализованное выделение квазилинейных цепочек землетрясений в широком диапазоне энергетических классов толчков и анализ пространственно-временного,

азимутального и энергетического распределения этих цепочек. Для достижения этой цели поставлены следующие задачи:

1. Разработать и протестировать методику выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральных полях сейсмичности на разных иерархических уровнях Байкальского региона.

2. Установить статистические критерии, позволяющие параметризовать выделение цепочек землетрясений.

3. На трех иерархических уровнях Байкальского региона определить и выделить цепочки землетрясений представительных энергетических классов, установить основные закономерности их пространственно-временного, азимутального и энергетического распределения, а также особенности распределений цепочек различной длины.

4. Для выявления возможных цепочек «миграций» землетрясений изучить взаимосвязь пространственно-временного распределения цепочек разной длины с областями сейсмотектонической деструкции литосферы.

Методы исследования. В настоящей работе для выделения и изучения цепочек сейсмических событий применена авторская формализованная методика определения и выделения цепочек сейсмических событий, в основе которой лежит статистический азимутальный анализ большого числа землетрясений. При проведении исследований в рамках авторской методики применялись следующие методы обработки и анализа фактического материала: анализ и синтез имеющейся информации о геолого-геофизическом строении и сейсмичности Байкальского региона и БРС, исследование сейсмичности статистическими методами, азимутальный анализ поля эпицентров землетрясений и имитационных событий, имитационное моделирование (при этом в диссертации была разработана имитационная модель мигрирующей сейсмичности), корреляционный анализ, а также графический метод.

В рамках разрабатываемой проблемы, априорной информации, имеющихся и полученных фактических материалов, а также сделанных допущений примененные

методы обработки результатов исследования сейсмичности и цепочек землетрясений были ориентированы на выявление, анализ и верификацию проявлений мигрирующей сейсмичности в эпицентральной поле БРС. Для достижения этого были привлечены литературные источники по геологии и геофизике литосферы БРС, учтены результаты предшественников по изучению мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальского региона, применен широкий спектр подходов к отбору и обработке исходных материалов по сейсмичности на разных иерархических уровнях региона, разработана новая методика формализованного определения и выделения цепочек землетрясений, реализована численная базовая модель мигрирующей сейсмичности, использованы статистические методы обработки. Распределения цепочек в пространстве, времени и по энергии представлены в виде карт, графиков и диаграмм.

Фактический материал.

В работе использовались данные о 52155 землетрясениях представительного энергетического класса $K_p \geq 8$, зарегистрированных на территории Байкальского региона коллективом БФ ФИЦ ЕГС РАН и АСФ ФИЦ ЕГС РАН в период 1964–2013 гг. Каталог землетрясений был предоставлен указанными организациями по официальным запросам ИЗК СО РАН для выполнения научно-исследовательских работ. Этот каталог предварительно очищен от промышленных взрывов. В настоящей работе явление «миграции» эпицентров землетрясений исследуется с учетом как работы [Лукк, 1978], в которой данное явление рассматривается при пространственно-временных ограничениях, так и работы [Викулин, 2012], в которой обосновывается возможность возникновения «миграций» эпицентров землетрясений как на больших расстояниях, так и в группах землетрясений. В связи с таким пониманием явления декластеризация каталога не проводилась. При реализациях решений базовой модели мигрирующей сейсмичности использовались массивы до 10^6 имитационных событий. Используемые в работе сведения об основных сейсмоактивных разломах Байкальского региона взяты из базы данных [Свидетельство № 2019620422].

Личный вклад автора. Методика определения и выделения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности [Патент № 2659334] разработана и реализована при непосредственном участии соискателя: разработаны программы для формализации определения и выделения цепочек землетрясений и реализации имитационной базовой модели мигрирующей сейсмичности [Свидетельство № 2016661616; Свидетельство № 2016661511; Свидетельство № 2017619612], выполнено формирование массивов исходных сейсмологических данных, подготовлены материалы и проведены расчеты. Особенности формализованной методики являются применение анализа азимутов землетрясений, последовательных во времени, выделение цепочек непосредственно эпицентров землетрясений, а также универсальность относительно пространственно-временного и энергетического распределения эпицентров землетрясений, объема выборки и размера исследуемой территории. В процессе подготовки диссертационной работы соискателем определены и выделены цепочки землетрясений в эпицентральной поле различных иерархических уровней Байкальского региона, осуществлен анализ их пространственно-временного, азимутального и энергетического распределения, установлены и верифицированы основные закономерности формирования возможных цепочек «миграций» землетрясений в эпицентральной поле на разных уровнях региона. При участии соискателя выявлена возможность формирования в эпицентральной поле сейсмичности БРС случайных цепочек землетрясений – псевдомиграций и формирования цепочек «миграции» землетрясений, имеющих геофизическую природу (сейсмомиграции), а также установлены области формирования возможных цепочек «миграций» сейсмических событий – зоны сеймотектонической деструкции литосферы. Соискателем сделаны все сообщения по теме исследования, и в соавторстве с коллегами из Института земной коры СО РАН опубликованы статьи, а также осуществлен литературный обзор по теме исследования.

Защищаемые положения.

1. На основе формализованной методики в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона выделены многочисленные квазилинейные цепочки землетрясений, состоящие в основном из трех сейсмических событий.
2. Время между землетрясениями в цепочках подчиняется экспоненциальному закону распределения Пуассона. Длины цепочек группирующихся сейсмических событий соответствуют логнормальному распределению.
3. В эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона формируется пять типов квазилинейных цепочек землетрясений: цепочки группирующейся сейсмичности, локальные цепочки, обусловленные динамикой разломно-блоковых структур, субрегиональные цепочки, отражающие определенные условия напряженно-деформированного состояния среды, а также случайно сформированные региональные и трансрегиональные цепочки.

Научная новизна. В диссертации развивается новое направление в исследовании пространственно-временных закономерностей распределения землетрясений в земной коре Байкальского региона – изучение ансамблей квазилинейных цепочек землетрясений. В рамках этого направления разработаны и применены формализованная методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений, основанная на азимутальном анализе эпицентров большого количества толчков, и имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности – модель, реализованная в виде компьютерных программ и основанная на пространственно-временном взаимодействии между землетрясениями. При разработке и тестировании базовой модели мигрирующей сейсмичности впервые выявлены цепочки, возникающие в поле «эпицентров» случайных имитационных событий, интерпретированные как псевдомиграции. Впервые с применением формализованной методики в эпицентральной поле сейсмичности БРС выделено большое количество цепочек землетрясений, осуществлен анализ их пространственно-временного и азимутального распределения и установлены главные

статистические закономерности. Проведен статистический анализ распределений времен и расстояний между событиями в цепочках, позволивший выявить цепочки возможных сейсмомиграций разных типов, соответствующие зонам деструкции земной коры разного уровня. Выполненное в диссертации исследование мигрирующей сейсмичности позволило получить новые результаты о сейсмомиграциях на трех иерархических уровнях БРС по материалам о многочисленных землетрясениях в широком диапазоне энергетических классов. Примененный подход расширяет возможности статистического исследования и анализа основных закономерностей сейсмичности, ориентированного на геолого-геофизическое изучение земной коры БРС.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Формализованный подход определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений посредством азимутального анализа поля эпицентров толчков существенно расширяет возможности исследования сейсмичности с целью обнаружения и выделения цепочек землетрясений и выявления сейсмомиграций в заданном оператором диапазоне пространственных, временных и энергетических параметров. В диссертационной работе обосновано предположение о том, что в эпицентральной поле сейсмичности могут выделяться цепочки землетрясений, возникшие в результате случайного пространственно-временного сочетания толчков (псевдомиграции), и цепочки, отражающие геофизические и геодинамические процессы (сейсмомиграции). Обоснование возможности выделения цепочек псевдомиграций, подтвержденное в рамках базовой модели мигрирующей сейсмичности на примере распределения случайных событий, вносит вклад в теорию «миграции» сейсмичности. Выявленная в работе связь цепочек возможных сейсмомиграций с зонами сеймотектонической деструкции литосферы различного масштаба позволяет использовать данное свойство для изучения напряженно-деформированного состояния земной коры, геодинамических процессов и сейсмичности региона, что является одной из основных задач для эффективного проведения антисейсмических мероприятий.

Достоверность результатов работы подтверждается применением статистических методов обработки большого количества землетрясений с оценкой значимости полученных результатов. Достоверность работы методики обеспечена ее проверкой на выборках землетрясений и выборках имитационных событий, в которые были вставлены «детерминированные» модельные цепочки: результаты проведенного тестирования подтверждают полноту, идентичность, точность и надежность определения и выделения всех вставленных модельных цепочек. Точность вычислений и определений задается преимущественно погрешностями фактических материалов из «Каталога землетрясений Прибайкалья», так как точность компьютерных вычислений высока. Достоверность полученных в диссертации результатов подтверждается при сравнении с основными результатами предшественников. Изучение мигрирующей сейсмичности в эпицентральном поле Байкальского региона является полным и достоверным, поскольку для этих целей используются все зарегистрированные землетрясения представительных энергетических классов.

Апробация работы. Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на XIV–XVI Всероссийских научных совещаниях «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2016, 2017, 2018 гг.), XXVII–XXVIII Всероссийских молодежных конференциях с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2017–2019 гг.), XXVIII Всероссийской конференции молодых ученых по математическому моделированию и информационным технологиям (Иркутск, 2017 г.), XII Российско-монгольской международной конференции «Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ)» (Иркутск, 2018 г.), XIII Российско-Монгольской международной конференции по астрономии и геофизике «Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона» (Иркутск, 2019).

Соответствие работы паспорту научной специальности 25.00.10. Диссертация соответствует пункту 3 («Сейсмология (за исключением аппаратурных разработок и тех ситуаций, когда данные о современной или палеосейсмической активности используются в рамках традиционного геотектонического анализа)») и пункту 4 («Исследование природы, свойств и геодинамической интерпретация деформационных характеристик и естественных геофизических полей, источники которых располагаются в недрах Земли») паспорта специальности 25.00.10, поскольку в работе исследуется важное свойство сейсмичности Байкальской рифтовой системы – «миграции» эпицентров землетрясений. При проведении диссертационного исследования показана возможность формирования в эпицентральной зоне региона случайных цепочек и цепочек сейсмомиграций, а также доказана естественная связь пространственно-временного, азимутального и энергетического распределения цепочек и землетрясений, поэтому диссертация соответствует пункту 5 паспорта специальности 25.00.10 («Геофизические проявления напряженного состояния недр и оценка напряженного состояния по геофизическим данным»). Для изучения мигрирующей сейсмичности в работе разрабатываются и применяются: формализованная методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений, а также имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности, что соответствует пункту 6 («Математическое моделирование геодинамических процессов любых пространственных и временных масштабов») и пункту 14 паспорта специальности 25.00.10 («Методы обработки и интерпретации результатов измерения геофизических полей»).

Публикации. По теме диссертации в соавторстве опубликовано 18 работ, из них 6 статей опубликованы в изданиях, рекомендуемых ВАК для публикации основных научных результатов диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. По итогам диссертационного исследования имеются результаты интеллектуальной деятельности: получено 3 Свидетельства о государственной регистрации программ для ЭВМ и 1 Патент на изобретение.

Объем и структура работы. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы 156 страницы включает 22 таблицы и 59 рисунков. Список используемой в работе литературы состоит из 235 источников.

Благодарности. Автор работы считает своим долгом выразить искреннюю благодарность научным руководителям д.г.–м.н. А. В. Ключевскому и к.г.-м.н. Е. В. Брыжаку за постановку задачи, высококвалифицированное руководство и постоянную помощь в работе. Автор искренне признателен В. М. Демьяновичу, Ф. Л. Зуеву, Н. А. Радзиминович, В. И. Джурику, О. П. Смекалину, А. А. Ключевской, А. А. Добрыниной, В. А. Санькову, К. Ж. Семинскому, А. В. Новопашиной и А. В. Черемных за содействие, консультации и помощь в ходе исследования и при подготовке диссертации. Автор благодарит сотрудников лаборатории инженерной сейсмологии и сейсмогеологии Института земной коры СО РАН за помощь в проведении диссертационного исследования, обсуждение диссертации и высказанные замечания.

Работа выполнена на основе данных о землетрясениях, полученных сотрудниками БФ ФИЦ ЕГС РАН и АСФ ФГБУН ФИЦ ЕГС РАН. Автор выражает благодарность указанным организациям за предоставленные данные.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА И БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

1.1. Геолого-структурная позиция Байкальского региона и Байкальской рифтовой системы

Байкальский регион является сейсмоактивной территорией, в пределах которой Байкальским и Бурятским филиалами Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ ФИЦ ЕГС РАН и БуФ ФИЦ ЕГС РАН) регистрируются многочисленные землетрясения различной силы (рис. 1.1). В процессе мониторинга сейсмичности с 1950 г. установлено, что основная масса землетрясений Байкальского региона происходит в пределах Байкальской рифтовой системы (БРС), протянувшейся системой рифтовых впадин и обрамляющих их разломных структур из северо-западной Монголии к южной Якутии на расстояние почти 2200 км (рис. 1.2). БРС является наиболее опасной в сейсмическом отношении частью Байкальского региона (см. рис. 1.1) – здесь происходили и регистрируются сильные и разрушительные землетрясения с магнитудой $M \geq 6$ [Новый каталог..., 1977].

Известно, что БРС занимает Саяно-Байкальское поднятие [Логачев, 2003], являющееся самой возвышенной частью восточно-сибирских и северомонгольских нагорий и поднимающееся на флангах до 3000–3500 метров над уровнем моря. Расположение кайнозойских рифтогенных структур обусловлено сложной геологической историей развития региона, контрастным различием в термомеханических свойствах прилегающих территорий и ослабленной литосферой в месте развития рифта. Общее структурное положение и современная геодинамика БРС определяются связью с зоной сочленения докембрийского Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. На юго-западном фланге БРС единый рифтовый «ствол», объединяющий Южно-Байкальскую и Тункинскую депрессии, разветвляется на Бусийнгольскую, Дархатскую и Хубсугульскую впадины с резкой сменой простирания с широтного на меридиональное. Границей разрастания рифтовых разломов и долин к югу здесь является крупный

Болнайский сдвиг, обновленный на протяжении 370 км мощным землетрясением 1905 года с левосторонним смещением до 6–8 метров: типичные рифтовые долины южнее Болнайского разлома отсутствуют. По контуру сейсмичности (см. рис.1.2) и расположению впадин и разломов (см. рис.1.2) можно полагать, что БРС простирается вдоль южного края Сибирской платформы от Бусийнгольской впадины на юго-западе до Токкинской впадины на северо-востоке региона [Шерман, 2017]. БРС сформирована как изолированная система, очевидно не связанная в пространстве с другими континентальными или океаническими рифтами, и характеризуется слабым кайнозойским вулканизмом и высокой сейсмической активностью [Логачев, 1968; Тресков, 1968; Флоренсов, 1968; Зорин, 1971; Golenetsky, 1990].

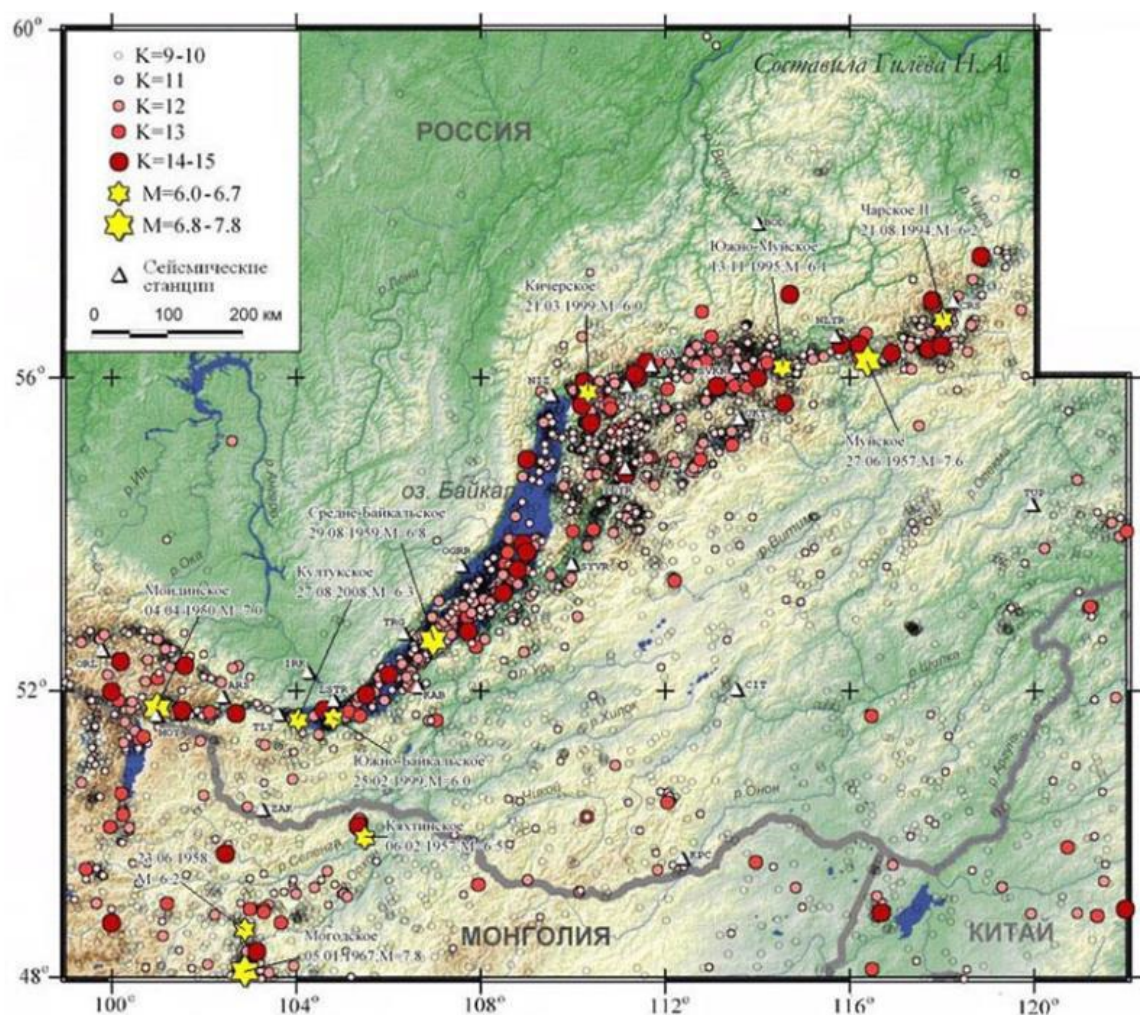


Рисунок 1.1. Карта эпицентров землетрясений Байкальского региона энергетическим классом $K_p \geq 9$ за 1950–2009 годы, заимствованная с сайта Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [<http://www.seis-bykl.ru>]. Составитель Н. А. Гилева.

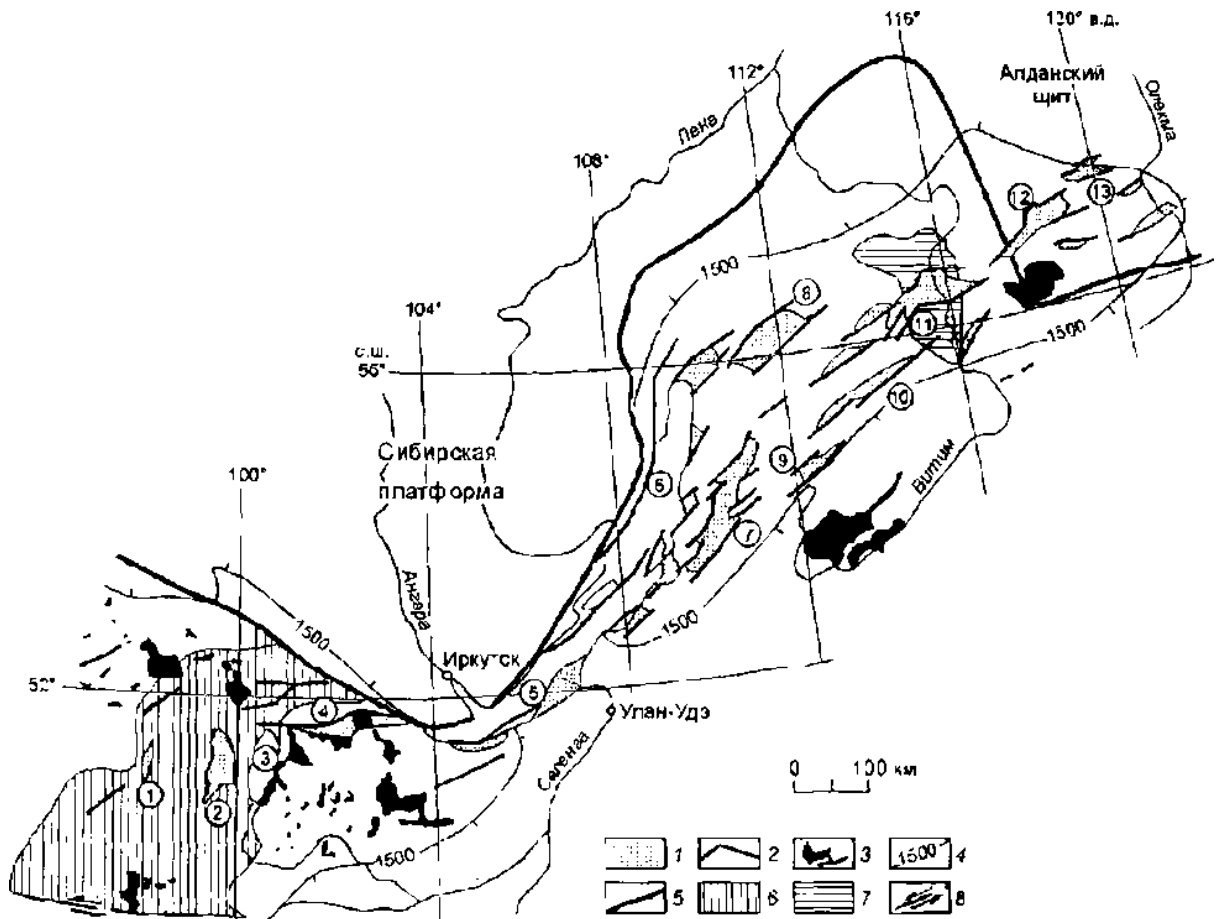


Рисунок 1.2. Структурная позиция и морфология Байкальской рифтовой системы [Логачев, 2003].

1 – рифтовые впадины с юго-запада на северо-восток, номера в кружках: 1 – Бусийнгольская, 2 – Дархатская, 3 – Хубсугульская, 4 – Тункинская, 5 – Южно-Байкальская, 6 – Северо-Байкальская, 7 – Баргузинская, 8 – Верхнеангарская, 9 – Ципинская, 10 – Баунтовская, 11 – Муйская, 12 – Чарская, 13 – Токкинская; 2 – разломы разной кинематики; 3 – вулканические поля; 4 – 1500-метровая изогипса исходной поверхности выравнивания; 5 – граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальского подвижного пояса; 6 – Тувино-Монгольский микроконтинент; 7 – Муйский терреин; 8 – восточная часть Болнайского сдвига, обновленная землетрясением 1905 г.

В крупном плане БРС – активный элемент Монголо-Сибирской горной страны [Флоренсов, 1978], входящей в Центрально-Азиатский складчатый пояс, который, разделяя Сибирский и Северо-Китайский кратоны, включает в себя Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье и Становое нагорье и протягивается до Охотского побережья. Как элемент Центрально-Азиатского складчатого пояса БРС включает систему поднятий и грабенообразных впадин «байкальского» типа, которые ограничены разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Солоненко, Флоренсов, 1975; Logatchev, Florensov, 1978]. Если рассматривать БРС как единый глобальный разлом, то его можно классифицировать в качестве крупного раздвиг, представленного сложным

комплексом структур [Лобацкая, 1987; Sherman et al., 2004]. Наиболее крупными грабенообразными впадинами являются (см. рис.1.2): Бусийнгольская, Дархатская, Хубсугульская, Тункинская, Южно-Байкальская, Северо-Байкальская, Баргузинская, Верхнеангарская, Ципинская, Баунтовская, Муйская, Чарская и Токкинская. Поперечный профиль большинства депрессий асимметричен, их северные и северо-западные склоны более высокие и крутые, а впадины рассечены мелкими разломами. Рифтовые впадины ограничены с одной или обеих сторон крутыми сбросовыми уступами высотой до 1500–2000 метров [Логачев, 1996]. Основные впадины приурочены к главным рифтообразующим разломам: Тункинскому, Приморскому, Главному Саянскому, Баргузинскому, системе разломов Черского, Северо-Хамардабанскому и другим [Леви и др., 1995; Шерман, 1977; Логачев и др., 1996]. Рисунок системы впадин БРС образует изогнутую линию (см. рис.1.2) [Флоренсов, Логачев, 1975]: к востоку от трех крайних субмеридиональных впадин (Бусийнгольской, Дархатской и Хубсугульской) субширотное простирается Тункинской долины сменяется на юге Байкала на северо-восточное, а восточнее Верхнеангарской впадины – опять на субширотное. Рифтовые долины представлены типичными двухсторонними и односторонними грабенами длиной от 100 до 670 км и шириной от 15 до 80 км и большим числом мелких рифтовых впадин молодого возраста [Солоненко, Флоренсов, 1975].

На вопрос о развитии и формировании БРС существуют различные точки зрения. По мнению Н. А. Логачева [2003], расположение и развитие БРС обусловлено сочленением Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Наиболее тесно с кратоном согласуется Южно-Байкальская впадина, являющаяся историческим ядром БРС. Ее формирование началось в конце верхнего мела – палеоцене [Логачев, 2001; Мац, 2015], а из признания Южно-Байкальской впадины древнейшим элементом всей системы впадин БРС сделан логический вывод о последовательном разрастании рифтогенеза от нее на северо-восток и юго-запад. Другой механизм формирования рифтовой системы, называемый «пассивным рифтингом», объясняет ее появление в

результате удаленного воздействия, вызванного глобальными перемещениями литосферных плит, без участия астеносферной мантии. Источниками таких воздействий, которые могли повлиять на развитие БРС, рассматриваются как Тихоокеанская субдукция на востоке Евразии [Зоненшайн и др., 1978; Дядьков и др., 2000], так и Индо-Азиатская коллизия [Molnar et al. 1973, 1981]. Формирование БРС при «пассивном рифтинге» можно объяснить левосторонним сдвигом по межплитной границе [Шерман, Леви, 1978; Семинский, 2009]. По мнению Ю. А. Зорина [1977], рифтогенез в Байкальском регионе представляет местное явление в виде локального восходящего течения мантии при гравитационной конвекции, а смещение литосферной плиты к северо-востоку над этой «горячей областью» верхней мантии сформировало геометрию БРС. По этой гипотезе «активного рифтинга» предполагается наличие астеносферного диапира, вызвавшего растяжение коры и образование рифта [Зорин, 1971, 1977; Зорин и др., 1986; Logatchev, Zorin, 1992], а движущей силой внутриплитного рифтогенеза в Восточной Сибири являются поднятие и боковое растекание материала астеносферы, вызванное тепловой и гравитационной неустойчивостью литосферы и мантии. В результате исследований, кроме подтверждения наличия астеносферного выступа под БРС, получены данные о его форме и размерах, установлена сейсмическая анизотропия слагающего этот выступ вещества [Гао и др., 1994; Gao et al., 1994; 2003], а также выделены проекции стволочных частей плюмов на поверхность Земли [Zorin et al., 2003; Зорин, Турутанов, 2004, 2005; Турутанов, 2018]. Отмечено, что активное развитие БРС могло быть обусловлено комбинацией трех основных условий: 1. Мантийными плюмами; 2. Благоприятным расположением старых дорифтовых линейных структур в литосфере относительно плюмов; 3. Благоприятной ориентацией глобальных тектонических сил. В работах [Logatchev, 1993] и [Baljinnayam et al., 1993] также принята концепция о взаимодействии внешних и местных геодинамических сил при формировании БРС. Следует отметить, что по данным [Petit et al., 1998] под Байкальским регионом нет широкого астеносферного диапира, а имеются узкие зоны аномалий, одна из которых выделяется под озером Хубсугул и

интерпретируется как горячий плюм. В работе [Артюшков и др., 1990] был предложен механизм развития Байкальской впадины, учитывающий эволюцию флюидного режима. Приуроченность впадины оз. Байкал к шовной зоне между Сибирской платформой и Амурской плитой дает возможность считать, что шовные межплитные границы являются зонами повышенной флюидопроводности, так как способны дренировать «аномальную» низкоскоростную мантию, имеющую флюидную природу. Флюидизация верхних частей мантии способствует их плавлению с приращением объема, чему содействует также снижение всестороннего давления при раскрытии зоны краевого шва. Дальнейшее развитие эти представления получили в работах А. В. Ключевского по выделению структур-аттракторов рифтогенеза (САР), как энергетических источников деформирования литосферы в Байкальском регионе, и нелинейной геодинамике Байкальской рифтовой системы [Klyuchevskii, 2010; 2014; Летников, Ключевский, 2014]. САР являются областями доминирования рифтогенеза в БРС и совпадают с областями максимальной деформационно-прочностной анизотропии среды [Ключевский, 2011; Ключевский, Демьянович, 2006].

1.2. Глубинное строение земной коры и литосферы Байкальской рифтовой системы по геолого-геофизическим данным

По данным комплекса геофизических исследований (гравиметрия, глубинное сейсмическое зондирование, сейсмическая томография, изучение поверхностных, а также рефрагированных от подошвы коры сейсмических волн) было установлено, что мощность земной коры в БРС варьирует в пределах 35–60 км [Голенецкий, 1961; Зорин, 1977; Пузырев и др., 1974, 1975; Крылов и др., 1975; Мордвинова и др., 1995; Мишенькин и др., 1999; Турутанов, 2018]. Под крупными впадинами земная кора имеет существенно меньшую толщину, чем под окружающими их горными хребтами, а области интенсивного, умеренного и слабого горообразования хорошо различаются по мощностям земной коры и литосферы. В Байкальском рифте мощность земной коры оценивается в 35–37 км [Пузырев и др., 1975]. В западной и центральной Монголии кора утолщается до

50–60 км, а под мезокайнозойскими впадинами северо-восточной Монголии мощность земной коры уменьшается до 43 км [Кочетков и др., 1996].

Разломы, являясь деструктивными элементами литосферы, играют важнейшую роль в строении континентальных рифтовых зон Земли и формировании сейсмичности. При изучении разломов БРС были применены различные методы, начиная с традиционного геологического, опирающегося на полевые геолого-структурные приемы исследования разломов, и заканчивая физическим и математическим моделированием, [Лобацкая, 1987; Саньков, 1989; Леви, 1991; Ружич, 1997; Семинский, 2003; Шерман, 1977; Денисенко и др., 2020; Ritz et al., 2018; Vornyaikov, 2019; Cheremnykh et al., 2020]. Установлено, что в центральной части БРС преобладают разломы северо-восточного (45–60°) простирания, в меньшей степени распространены разломы северо-западного простирания (310–320°), часть из них проявляется фрагментарно и может быть установлена только по ряду косвенных признаков. Среди разломов юго-западного фланга наиболее распространены разломы северо-западного простирания, разломы северо-восточного простирания менее проявлены. На северо-восточном фланге БРС преобладают разломы субширотного простирания. С. И. Шерман [1977] разделил разломы Байкальского региона на: генеральные (80 км и более), секущие всю земную кору, как правило, имеют докембрийское заложение, преимущественно сдвиго-сбросы, характеризуются высокой кайнозойской активизацией; региональные (30–80 км), чаще всего сбросы, иногда надвиги, глубина разломов сопоставима с мощностью земной коры, преимущественно докайнозойского происхождения; локальные (от сотен метров до первых десятков километров, образованы в кайнозое). Для БРС накоплен обширный материал по активным разломам и связанными с ними палеоземлетрясениям и палеосейсмодислокациям [Леви и др., 1999; Ружич и др., 1999; Имаева и др., 2012; Чипизубов и др., 2019 и др.]. Итоговые материалы представлены обычно в виде сеймотектонических карт [Имаев и др., 2015], объединяющих в себе геолого-

структурные, геофизические и сейсмологические данные, иногда в виде реляционных баз данных [Лунина и др., 2011; Гладков, Лунина, 2016].

Напряженно-деформированное состояние геологической среды определяет вид тектонических движений вдоль разломов. На территории БРС выделяют структуры сжатия, растяжения и сдвига [Шерман, 2017]. В центральной части и на северо-восточном фланге БРС преобладают условия растяжения, сдвиги преобладают на дистальных окончаниях флангов БРС [Sankov, Dobrynina, 2018]. Ось максимального сжатия почти во всей БРС направлена субвертикально. Только на юго-западном фланге она имеет пологий угол. В целом эта ось имеет северо-восток–юго-западное направление. Ось растяжения почти везде субгоризонтальна, в центральной части и на части северо-восточного фланга БРС расположена вкrest рифтовых структур. Эта ось имеет северо-западное или субмеридианальное направление [Мельникова, Радзиминович, 2007]. На территории юго-западного фланга и восточной части северо-восточного фланга она направлена под углом к общему простиранию этих сегментов. Промежуточная ось также имеет в основном пологий угол падения к горизонту, увеличивающийся в районе Бусингольской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) и в районе р. Олекмы за пределами рифтовых структур северо-восточного фланга БРС. В пределах юго-западного фланга наблюдаются значительные вариации промежуточной оси [Sankov, Dobrynina, 2018]. Механизмы очагов землетрясений соответствуют закономерностям напряжённо-деформированного состояния региона, отражая некоторые локальные особенности [Радзиминович, 2021]. В очагах землетрясений на территории БРС наиболее устойчива ориентация осей растягивающих напряжений. Наиболее общей для слабых землетрясений Прибайкалья является ориентация осей напряжений, обнаруженная в очагах достаточно сильных толчков [Мишарина, Солоненко, 1972]. Сочетание близгоризонтальных растягивающих и близвертикальных сжимающих напряжений создает «рифтовый» тип напряженно-деформированного состояния горных пород. В сопредельных территориях типы напряжения, характерные для БРС, постепенно вырождаются [Мишарина и др.,

1983; Мельникова, 2001]. Границы между зонами с различными режимами напряжений расположены в районе оз. Хубсугул, в районе дельты реки Селенги, в среднем течении реки Витим и в среднем течении реки Олекма [Solonenko et al., 1997].

Современная геодинамическая активность БРС подтверждается в работах по изучению современных движений земной поверхности [Саньков и др., 2014, 2020]. Так, в работе [Lukhnev et al., 2010] приведена схема деформации Байкало-Монгольского региона по данным горизонтальных GPS скоростей, измеренных между 1994 и 2007 годами. Для юго-западного фланга данные исследования показывают переходные деформации с преобладающим сжатием в направлении от северного до северо-восточного, в то время как в районе Байкала, деформации характеризуются преобладающим растяжением с осью, направленной на юго-восток. Смещения по разломам на северо-восточном фланге БРС рассмотрены в работе [San'kov et al., 2000].

1.3. Сейсмичность Байкальской рифтовой системы

В «Каталоге землетрясений Прибайкалья» сейсмические события характеризуются пятью основными параметрами: координатами гипоцентра (долгота φ , широта λ , глубина h), временем в очаге t_0 и энергетическим классом K_p . Следует отметить, что глубины h землетрясений Прибайкалья определялись редко и с невысокой точностью, и по этой причине каталоги землетрясений более полувека анализируются по четырем параметрам – t_0 , φ , λ и K_p .

В настоящее время регистрация сейсмических событий в Байкальском регионе осуществляется в пределах координат $\varphi = 48 - 60^\circ$ с. ш., $\lambda = 98 - 122^\circ$ в. д. (рис. 1.3), однако до 2003 года в «Каталоге землетрясений Прибайкалья» аккумулировались данные о землетрясениях, произошедших на несколько большей территории: $\varphi = 48 - 60^\circ$ с. ш., $\lambda = 96 - 122^\circ$ в. д. [<http://www.seis-bykl.ru>; Землетрясения России..., 2009; Землетрясения Северной Евразии..., 2013]. Регистрация землетрясений в Байкальской сейсмической зоне (БСЗ) выполняется 25 сейсмическими станциями Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН и 9 станциями сети Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН

[Масальский и др., 2007]. Сейсмологическая информация представляется в однородном унифицированном формате в виде отчетов «Бюллетень землетрясений Прибайкалья». Эти отчеты состоят из двух основных разделов – «Подробные сведения о землетрясениях» и «Каталог землетрясений Прибайкалья». В разделе «Подробные сведения о землетрясениях», кроме координат, времени и энергетического класса толчков K_p (по шкале Т. Г. Раутиан [1964]), приводится информация о типах зарегистрированных волн, моментах их вступлений, амплитудах и периодах максимальных смещений в группах продольных, поперечных и поверхностных волн.

С середины 1960 гг. на значительной территории Байкальского региона выполняется представительная регистрация толчков с $K_p \geq 8$, [Golenetsky, 1990; Голенецкий и др., 1993]. В настоящее время в пределах БРС представительными являются землетрясения с $K_p \geq 7$, в некоторых местах $K_p \geq 6$. В пределах Сибирской платформы и Амурской плиты имеются значительные территории, где представительность толчков составляет $K_p \geq 8$ и даже $K_p \geq 9$ [<http://www.seis-bykl.ru>].

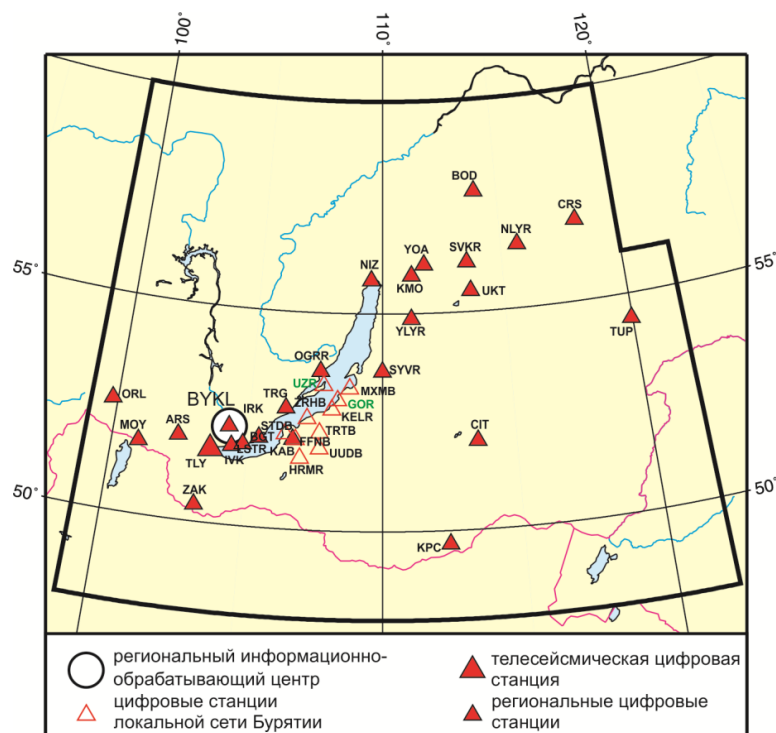


Рисунок 1.3. Сейсмические станции в Прибайкалье и Забайкалье в 2013 году. Черный шрифт – международные коды сети (центра) и станций, зеленый шрифт – региональные коды станций [Масальский и др., 2015]

Повышенная внутриплитная сейсмическая активность БРС отражена в палеосейсмодислокациях, катастрофических землетрясениях современности и огромном числе регистрируемых менее сильных толчков. На территории Байкальского региона происходили и, несомненно, возможны землетрясения с интенсивностью до 11–12 баллов по шкале MSK-64 и энергетическим классом $K_p \geq 16$ [Голенецкий, 1977; Новый каталог..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1977]. Сопредельные территории, окружающие рифтовую систему, по уровню сейсмичности существенно отличаются от БРС, и на карте эпицентров землетрясений достаточно четко выделяется высокосейсмичная рифтовая система, ограниченная почти асейсмичной Сибирской платформой и умеренно сейсмичным Забайкальем. Можно отметить, что в Байкальском регионе сильные землетрясения имеют пониженный вес в распределении толчков по классам: наклон графика повторяемости равен $\gamma \approx -0.49 \pm 0.03$ [Ключевский и др., 2005, 2015a], в то время как в соседней Монголии $\gamma \approx -0.45 \pm 0.03$ [Ключевский и др., 2005; Джурик и др., 2009]. Вариации значения γ могут быть связаны с различиями физических свойств горных пород, условий их деформирования и особенностями временного хода сейсмического процесса.

Эпицентральное поле землетрясений БРС в крупном плане имеет сложное мозаичное строение [Golenetsky, 1990; Мишарина, Солоненко, 1990]. Более детальное рассмотрение показало, что эпицентры сконцентрированы в полосы различной ширины обычно северо-восточного направления [Голенецкий, 1976; 1977; Солоненко, Штейман, 1994]. По распределению эпицентров на территории и в отсутствии сильных толчков, даже по числу регистрируемых землетрясений [Голенецкий, 1977; Землетрясения..., 2014; 2021] отмечается устойчивость эпицентрального поля в целом из года в год, что указывает на стабильность сейсмического процесса. Глобальное поле напряжений Земли формирует хаотическое пространственно-временное распределение землетрясений [Ризниченко, 1985; Садовский и др., 1987]. Региональное напряженное состояние земной коры БРС эволюционирует при синхронизированных геодинамических активизациях САР с

периодичностью около 10 лет [Klyuchevskii, 2010]. Активизации САР приводят к синхронизации сейсмического потока на территории БРС [Ключевский, Ключевская, 2009]. Отмечается [Голенецкий, 1976; Солоненко, Штейман, 1994], что в эпицентральной поле землетрясений находят свое отражение особенности внутреннего строения региона и напряженное состояние его недр. Суперпозиция глобального и регионального напряжений формирует пространственно-временное распределение землетрясений региона в виде совокупности хаотического и отчасти детерминированного сейсмического процесса, связанного с активизациями САР. При анализе распределения эпицентров толчков и по особенностям внутренней тектонической структуры была выявлена блоковая делимость земной коры БРС [Кочетков, 1977; Мишарина, Солоненко, 1990]. Территория БРС от Южного Байкала до Чарской впадины разделена на систему блоков с кратными значениями линейных размеров в 30, 60 и 120 км. Высказано предположение, что на горизонтальных границах блоков, служащих поверхностями расслоения в коре, происходит релаксация напряжений, а на вертикальных ограничениях блоков, отражающих естественную делимость коры [Садовский, 1979], происходит торможение и остановка сейсмических разрушений, возникающих и развивающихся в том или ином блоке.

Исследование распределения эпицентров и плотности эпицентров землетрясений показало, что на юго-западном фланге БРС ($\varphi = 48 - 54^\circ$ с. ш., $\lambda = 96 - 104^\circ$ в. д., первый район) эпицентры толчков рассеяны по территории [Ключевский, Зуев, 2007]. Эпицентральной поле центральной части, ($\varphi = 51 - 54^\circ$ с. ш., $\lambda = 104 - 113^\circ$ в. д., второй район БРС) и северо-восточного фланга БРС ($\varphi = 54 - 60^\circ$ с. ш., $\lambda = 109 - 122^\circ$ в. д, третий район БРС) имеет вид изогнутой широкой полосы, расположенной к юго-востоку от Сибирской платформы в зоне контакта мощного кратона и Амурской плиты. С целью детальных исследований сейсмичности три района делятся пополам по долготе $\lambda = 100^\circ$, $\lambda = 108^\circ$ и $\lambda = 116^\circ$, на шесть участков, нумерация которых начинается с юго-запада [Ключевский, 2000]. Распределение эпицентров землетрясений по районам и

участкам характеризуется трансформацией поля эпицентров с юго-запада на северо-восток БРС от площадного к сжатому полосовому виду [Ключевский, Зуев, 2007]. За пределами БРС эпицентральное поле рассеяно и малочисленно [Golenetsky, 1990], что типично для внутриконтинентальной сейсмичности [Lee et al., 2002]. Годовая скорость потока землетрясений высока на северо-востоке БРС и примерно одинакова в центральной части и на юго-западе региона. После сильных землетрясений обычно наблюдается резкое возрастание годовых чисел землетрясений в некоторых районах и участках, обусловленное афтершоковым процессом.

Проявления сейсмичности в БРС разнообразны, и на протяжении инструментального периода наблюдается рассеянная и сосредоточенная сейсмичность [Патент № 1712917]. Рассеянный тип образуют не связанные землетрясения, формирующие фоновую хаотичную сейсмичность. Сосредоточенная сейсмичность соответствует группирующимся событиям и наблюдается в виде отдельных кластеров [Ключевская, Какоурова, 2015; Мельникова и др., 2020]. Группирующиеся землетрясения могут быть отнесены к форшок-афтершоковым последовательностям и к роям сейсмических событий. Иногда возникают гибридные последовательности землетрясений, начинающиеся как афтершоковые последовательности и затем приобретающие вид роевых групп толчков [Ключевский и др., 2015 б]. В некоторых случаях афтершоки могут сопровождаться «вторичными» афтершоками, что приводит к усложнению режима афтершоковых серий [Ключевский, 2003; Радзиминович, Очковская, 2013]. Каждое четвертое землетрясение в регионе является афтершоком или роевым событием [Ключевская и др., 2015]. Форшоки на территории БСЗ, как правило, не происходят, или форшоковые серии малы [Солоненко, Солоненко, 1987; Radziminovich et al., 2013].

Н. А. Гилева с коллегами [2000] показали, что 55 % изученных землетрясений приходится на глубины 10–20 км, 32 % – на глубины 20–30 км. Относительно малое число сейсмических событий имеет глубины очагов до 10 км и более 30 км (6 и 7 % соответственно). Согласно Н.А. Радзиминович [2010, 2022], наибольшая сейсмическая

активность характерна для глубин 10–25 км, а 90% сейсмических событий сосредоточено на глубине до 25 км. Нижняя граница глубин гипоцентров варьирует для разных наборов исходных данных. Максимальная глубина гипоцентров землетрясений отмечена для Южно-Байкальской впадины и составляет 44 км [Radziminovich, 2022].

Выводы к главе 1

1. Результаты предшествующих исследований показывают, что БРС характеризуется высокой современной геодинамической активностью, на что указывают данные о сейсмической активности и GPS-геодезии. Как элемент Центрально-Азиатского складчатого пояса БРС включает систему поднятий и грабенообразных впадин, которые ограничены разломами преимущественно сбросового кинематического типа. Если рассматривать БРС как единый глобальный разлом, то его можно классифицировать в качестве крупного раздвига, представленного сложным комплексом структур. В целом неотектоническое развитие морфоструктурных элементов БРС происходит в результате сложных разрывных и изгибовых деформаций.

2. По данным комплекса геофизических исследований установлено, что мощность земной коры в БРС неравномерна. Под крупными впадинами земная кора имеет существенно меньшую толщину, чем под окружающими их горными хребтами. Развитие БРС происходит в условиях растяжения земной коры. Юго-западное и северо-восточные крылья БРС отличаются друг от друга по морфологии, размерам, количеству и ориентации рифтовых впадин и разломов, напряженно-деформированному состоянию.

3. Регистрация землетрясений в БРС выполняется сетью сейсмических станций, которые ежегодно фиксируют несколько тысяч сейсмических событий. На территории Байкальского региона происходили землетрясения с интенсивностью до 11-12 баллов по шкале MSK-64 и магнитудой $M \approx 8.0$ [Голенецкий, 1997; <http://www.seis-bykl.ru>]. Эпицентральное поле землетрясений имеет сложный мозаичный вид, а эпицентры сконцентрированы в полосы различной ширины преимущественно северо-восток-юго-западного направления. Проявления сейсмичности в регионе разнообразны, и на

протяжении инструментального периода фиксируется рассеянная (хаотическая) и сосредоточенная (группы землетрясений) сейсмичность. Исследования показывают, что основная часть землетрясений происходит на глубинах 10–30 км.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ МИГРИРУЮЩЕЙ СЕЙСМИЧНОСТИ: ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТИРОВАНИЯ

Современная компьютеризация позволяет обрабатывать большие объемы сейсмологических данных и моделировать сейсмический процесс для получения новых знаний о природе и свойствах сейсмичности. В частности, феномен «миграции» очагов землетрясений можно изучать на большом фактическом материале, не дожидаясь реализации сильных землетрясений в определенном регионе или в зоне разлома, если имеющиеся представления о «миграциях» очагов сильных землетрясений перенести на слабые сейсмические события. В этом случае, в отличие от «миграции» очагов единичных сильных землетрясений, обнаружение последовательностей эпицентров которых выполняется достаточно просто [Mogi, 1968], для выявления сейсмомиграций слабых толчков необходимо разработать формализованную методику определения и выделения цепочек землетрясений и выявить сейсмомиграции. В данной главе диссертации разработана и протестирована формализованная методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений, основанная на азимутальном анализе эпицентров многочисленных толчков различных энергетических классов. Для верификации сейсмомиграций разработана имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности.

Научно-техническая проблема, решаемая в данной главе диссертации, состоит из нескольких связанных между собой и последовательно реализуемых задач:

1. Разработать методику определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона.
2. Создать имитационную базовую модель мигрирующей сейсмичности, установить критерии определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений.
3. Протестировать методику на примерах эпицентральных полей землетрясений и полей имитационных событий различной конфигурации и плотности событий.

2.1. Проблема «миграции» очагов землетрясений

На наличие закономерных проявлений в пространственных, временных и энергетических распределениях землетрясений сейсмологи обратили внимание достаточно давно [Бунэ и др., 1960; Пшенников, 1965; Гайский, 1970; Боровик, 1970; Голенецкий, 1977; Кочетков и др., 1987; Chen, Molnar, 1983; Хилько и др., 1985; Ризниченко, 1985; Vak, Tang, 1989; Жалковский и др., 1995; Соболев, 1999; Имаев и др., 2000 и др.]. Одним из уникальных и перспективных в познании природы и свойств сейсмичности считается явление «миграции» очагов землетрясений [Викулин, 2003], в модели представляющее направленное перемещение очагов сейсмических событий вдоль зоны исследуемого разлома. Явление «миграции» в виде перемещения источников акустических импульсов наблюдалось в образцах горной породы [Соболев, 1993]. В сейсмологической практике это явление проявляется обычно в виде квазилинейного изменения положения эпицентров последовательных во времени сильных землетрясений на поверхности исследуемой области Земли. В некоторых работах «миграции» очагов землетрясений рассматривались в связи с прогнозом сильного землетрясения [Бот, 1968; Mogi, 1968; Вилькович и др., 1974; Касахара, 1985; Duda, 1992; Уломов, 1993]. С учетом того, что очаги землетрясений, как области разрушенной литосферы, мигрировать (т.е. перемещаться в пространстве) не могут, под этим явлением в диссертации понимается процесс формирования квазилинейной цепочки из последовательных во времени эпицентров толчков, происходящий в результате и под воздействием сеймотектонических деформаций горных пород [Ключевский, Какоурова, 2016]. Такое представление в целом согласуется с определением «сейсмомиграции – пространственно-временной односторонней и статистически значимой направленности распространения последовательных во времени и пространстве сейсмических событий в межблочных средах иерархически упорядоченной литосферы [Левина, Ружич, 2015].

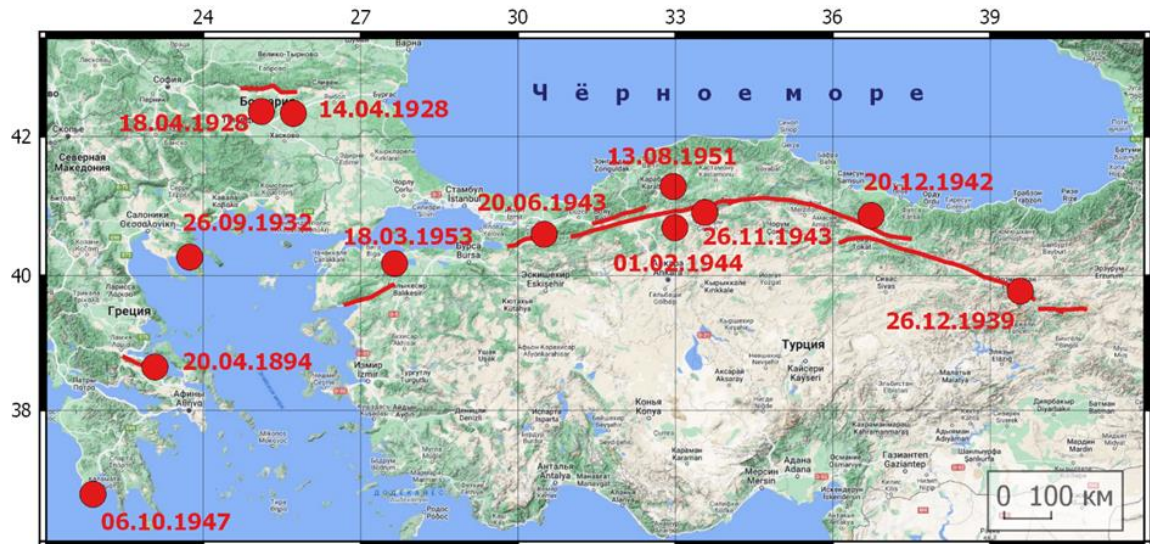


Рисунок 2.1. Последовательность землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома по [Рихтер, 1963]. Для всех землетрясений $M \geq 7.0$, кроме событий 26.09.1932 г. ($M=6.9$) и 20.06.1943 г. ($M=6.6$). Эпицентры нанесены по каталогу [<https://earthquake.usgs.gov>].

Как отмечено В. И. Уломовым [1993], явление «миграции» очагов землетрясений впервые было описано в работе Н. П. Васильковского и М. П. Репникова [1940] в виде последовательного возникновения эпицентров землетрясений в Средней Азии. Некоторые сведения о последовательного возникновения эпицентров толчков были представлены Р. З. Таракановым [1961] при изучении пространственно-временного распределения афтершоков Большого Камчатского землетрясения 04.11.1952 года. Широко обсуждаться явление «миграции» очагов землетрясений стало после публикации монографии Ч. Ф. Рихтера [Richter, 1958; Рихтер, 1963], в которой автор описал последовательное возникновение эпицентров сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома в Турции в 1939–1957 гг. (рис. 2.1). Позднее В.И. Уломов с коллегами [Уломов и др., 2006] подробно осветили пространственно-временное развитие сильных землетрясений вдоль основных линейментных сейсмогенных структур Иран-Кавказ-Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов и области перехода от орогена к Скифской и Туранской платформам. Согласно авторам, для этих сейсмолинементов характерна высокая упорядоченность распределения очагов землетрясений с ярко выраженным процессом их «миграции». На профиле Анатолия–Эльбрус (профиль 2) выявлены три периодически

повторяющиеся кластера «миграции» землетрясений продолжительностью около 400 лет (рис. 2.2). Начинаясь на юго-востоке, каждая последовательность заканчивалась на северо-западе землетрясением магнитудой $M \approx 8$. «Миграции» землетрясений на этом профиле имели скорости около 7, 4 и 3 км/год (0.02 см/с и меньше).

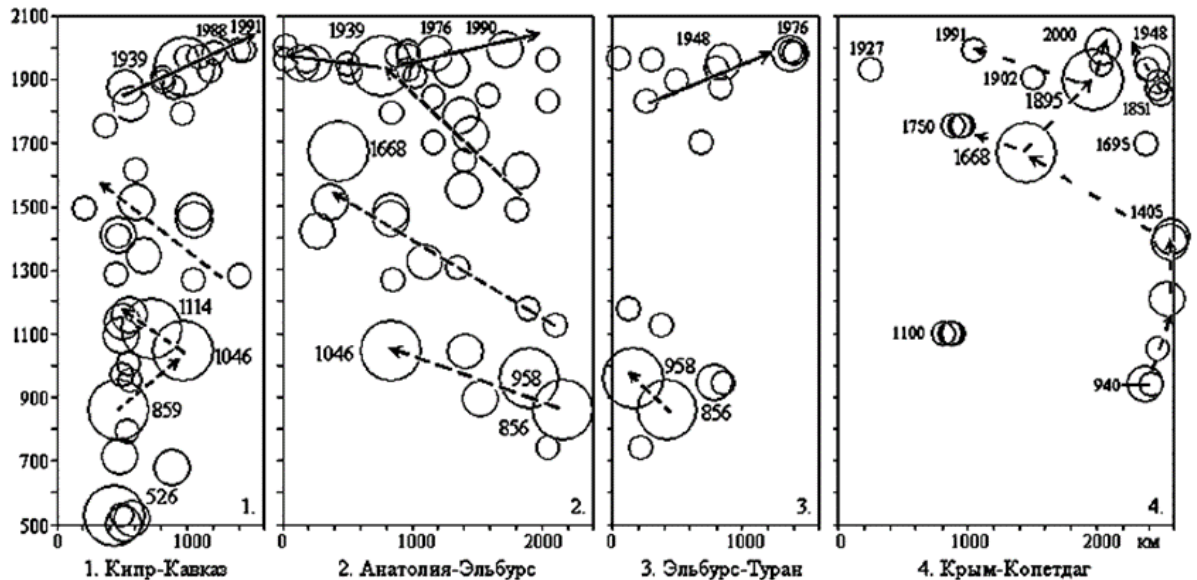


Рисунок 2.2. Пространственно-временное распределение сейсмических очагов с $M \approx 7 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 , 8 ± 0.2 , возникших в течение интервала времени с 500 г. вдоль профилей Кипр-Кавказ, Анатолия-Эльбрус, Эльбрус-Туран и Крым-Копетдаг. Вдоль оси абсцисс отложено расстояние от западной оконечности каждого профиля, по оси ординат – время (годы) возникновения события. Кружками разного диаметра показаны очаги землетрясений (чем больше кружок, тем выше магнитуда события). Пунктирными стрелками показаны направления предполагаемых сейсмомиграций, сплошными стрелками – более надежные тренды [Уломов и др., 2006].

Рассмотрев особенности распределения эпицентров сильных ($M \geq 7.5$) землетрясений 1935-1964 гг. в пределах окраины Тихого океана и примыкающего к ней значительного по протяженности участка Альпийско-Гималайского сейсмоактивного пояса – его Тибетско-Среднеазиатской части, К. Моги [Mogi, 1968] обратил внимание, что последовательное возникновение очагов землетрясений является крупномасштабным планетарным явлением. Анализ проводился на плоскости с осями расстояния между очагами землетрясений вдоль зоны (L) и временами в их очагах (t). Было показано, что эпицентры более 90% всех рассмотренных землетрясений располагаются в пределах «узких» областей, разделенных «пустыми» широкими «коридорами». Значения «наклонов» таких высокосейсмичных областей и асейсмичных «коридоров» на плоскости

$L - t$ определили скорости «миграции» землетрясений с магнитудой $7.5 \leq M \leq 8.3$ вдоль окраины в направлении от Японии к Америке, которые оказались равным $150 \div 270$ км/год (или $0.48 \div 0.86$ см/с) [Осипова, 2007].

Методические аспекты выделения пространственно-временной взаимосвязи между сильными землетрясениями вдоль крупных сейсмоактивных разломов исследовались в работе [Вилькович и др., 1974]. Авторами рассмотрены землетрясения с магнитудой $M \geq 6$, произошедшие в пределах трех протяженных регионов Америки: Чилийского (западное побережье Чили), Панамского (Центральная Америка) и Калифорнийского (разлом Сан-Андреас) с 1900 по 1970 гг. Оценка взаимосвязи между эпицентрами землетрясений анализировалась, как и в работе К. Моги [Mogi, 1968], на плоскости с осями $L - t$. Для рассматриваемых совокупностей землетрясений анализировались возможные значения «наклонов» отрезков прямых линий, которыми можно соединить эпицентры на такой плоскости. Исследования показали, что в распределении таких «наклонов» выделяются достаточно резкие статистически значимые максимумы, которые соответствуют скоростям «миграции» эпицентров сильных (магнитуда $M \geq 6.5$) землетрясений: около 34, 53 и 86 км/год (0.11, 0.17 и 0.27 см/с) – объясняемые «возмущениями тектонической деформации», распространяющимися с севера на юг вдоль анализируемых регионов [Осипова, 2007].

Явление «миграции» очагов землетрясений исследуется различными методами и способами [Wood, Allen, 1973; Вилькович, Шнирман, 1980; Кузнецов, Кейлис-Борок, 1997; Барабанов и др., 1994; Викулин, 2003; Уломов и др., 2006; Новопашина, Саньков, 2010; Новопашина, 2013; Левина, Ружич, 2015; Шерман, 2017]. Оно выявлено в разных сейсмоактивных зонах Земли [Richter, 1958; Лукк, 1978; Вилькович, Шнирман, 1980; Касахара, 1985; Новопашина, 2013; Долгая и др., 2016; Шерман, 2013; Shelly, 2010; Trofimenko et. ol., 2017; Lomax, 2020]. Эти исследования показали, что «миграции» очагов землетрясений являются одним из свойств динамики сейсмичности сейсмоактивных зон Земли. В 1976 году Ш. А. Губерманом [1976] выдвинута гипотеза о волновой природе

процесса «миграции» землетрясений в результате распространения D-волн, скорость которых составляет около 16.6 км/год (примерно 0.05 см/с). «Миграции» гипоцентров землетрясений с магнитудой $M \geq 4,5$ из зоны субдукции на пяти профилях, пересекающих Курильские острова, Японский архипелаг и остров Сахалин в сторону азиатского континента с такими скоростями ($V=6-27$ км/год) выявлены в работе [Вуков et al., 2022]. А. В. Викулиным с коллегами [Викулин и др., 2012] высказано мнение, что волновая природа «миграции» сейсмической активности связана с двумя типами ротационных волн, распространяющихся с разными скоростями. Первому типу со скоростями $1 \div 10$ см/с (от 315 до 3150 км/год) соответствуют волны, определяющие дальнедействующее взаимодействие очагов землетрясений. Второму – со скоростями $1 \div 10$ км/с ($3.15 \times 10^7 \div 3.15 \times 10^8$ км/год), близкими к скоростям упругих волн в литосфере – соответствуют волны, определяющие близкодействующее взаимодействие форшоков и афтершоков в пределах отдельно взятых очагов землетрясений. А. В. Викулин с коллегами полагают, что согласно классификации [Быков, 2005], такие типы и скорости распространения «миграций» соответствуют медленным и быстрым тектоническим волнам. В случаях «миграции» сильных землетрясений, описанных К. Касахара [1985], значения скоростей составляли от 10 до 150 км/год (до 0.5 см/с). Несколько выше скорости крипового движения по разлому (1–10 км/сутки, 365–3650 км/год, 1.2–11.6 см/с) и высоки скорости в последовательностях афтершоков (400 км/час, 3.5×10^6 км/год, 1.1×10^4 см/с). В работе [Tung, Masterlark, 2018] обнаружена «миграция» и кластеризация афтершоков в зонах косейсмической разгерметизации и притока постсейсмической жидкости. Некоторые исследователи объясняют явление «миграций» эпицентров землетрясений изменениями напряжений после сильных землетрясений, что может привести к возникновению новых сильных землетрясений [Polic et al., 2003].

При исследованиях «миграций» очагов землетрясений в качестве исходных материалов чаще всего используются данные о землетрясениях в разных диапазонах магнитуд (или энергетических классов), регистрируемых в различные интервалы времени,

что затрудняет сопоставление и прослеживание сейсмомиграционной активности регионов Земли. Обычно анализируются совокупности достаточно сильных сейсмических событий, малочисленность которых может привести к неполному познанию явления «миграции» очагов землетрясений. Исследователи наносят на карту данные о землетрясениях исследуемой территории (эпицентры сильных землетрясений, плотность эпицентров и плотность сейсмической энергии), определяют закономерное с точки зрения авторов возникновение последовательных во времени параметров сейсмичности, интерпретируют их как «миграции» очагов землетрясений и определяют пространственно-временные характеристики этого процесса. Такой, обычно неформализованный, подход позволяет выявить «миграции» редких сильных землетрясений, однако применение такого способа затруднено при исследовании крупных территорий с большим числом рассматриваемых толчков.

Выделяемые с использованием авторских методик последовательности землетрясений, как правило, считаются «миграциями» сейсмических событий. Тот факт, что цепочки землетрясений могут не быть «миграциями», а сформироваться случайно, рассматривается редко. На возможность возникновения случайных цепочек землетрясений обращено внимание в работе [Лукк, 1978], в которой цепочки слабых землетрясений рассматриваются как характеристика быстрых деформаций Гармского района. При выделении цепочек слабых землетрясений в литосфере Гармского района А. Лукк считает цепочку не случайной, если она:

- является линейной, причем под линейностью понимается возможность объединения эпицентров землетрясений прямой линией с допустимым разбросом отдельных эпицентров относительно нее в пределах средней ошибки определения их координат;
- состоит не менее чем из пяти землетрясений, что, по мнению автора, позволяет исключить из рассмотрения случайные цепочки;

- минимальная продолжительность цепочки составляет менее суток, так как в Гармском районе в среднем за сутки регистрируется около шести землетрясений рассматриваемых энергетических классов. При этом максимальная продолжительность цепочки ограничена условно и составляет четверо суток, а время между любыми двумя землетрясениями одной цепочки не может превышать одних суток. Автор отмечает, что последний критерий является формальным;
- максимальная длина цепочки ограничена длиной исследуемого района как наиболее крупной тектонической зоны. В качестве минимальной длины цепочки и максимального расстояния между соседними эпицентрами принята мощность «сейсмического слоя», в пределах которого сосредоточены все коровые землетрясения. Для Гармского района эта мощность составляет 25 км. Как отмечено в данной статье, ниже этого слоя маловероятно хрупкое разрушение материала, что и накладывает ограничения на минимальные размеры изометрических блоков земной коры, а значит – на длину контактов между ними.

По мнению А.А. Лукка, случайное возникновение линейных последовательностей слабых землетрясений ($K = 6-10$), удовлетворяющих таким ограничениям, маловероятно. Значительная часть выделенных в данной работе цепочек маркирует активные разрывные нарушения земной коры.

Результаты исследований «миграции» очагов землетрясений в земной коре БРС опубликованы в трудах сотрудников Института земной коры СО РАН. Следует отметить, что применяемые ими методики формализованы в значительной мере. С. И. Шерманом с коллегами показано, что «миграции» сейсмических событий контролируются активизирующимися разломами [Горбунова, Шерман, 2012; Шерман, 2017; Шерман, Горбунова, 2011]. Для работы с эпицентрными полями землетрясений и базами данных по разломной тектонике создана геоинформационная система «Digital faults» и разработаны соответствующие алгоритмы [Горбунова, Шерман, 2012]. Проводя исследования «миграций» по данным о сильных землетрясениях в зонах динамического

влияния разломов, авторы считают, что возникновение очагов землетрясений контролируются разломами различных рангов, активизация которых парагенетически взаимосвязана с сейсмичностью и «миграции» очагов землетрясений происходят вдоль квазилинейных зон динамического влияния разломов. При анализе карт активных разломов Центральной Азии и сильных землетрясений предположено, что направленная активизация разломов может быть вызвана медленными деформационными волнами возбуждения, генераторами которых могут быть межплитные и межблочные подвижки хрупкой литосферы [Шерман и др., 2012; Шерман, 2013]. Авторы полагают, что деформационные волны нарушают метастабильное состояние зон разломов и стимулируют возникновение в зоне разлома подвижек и сейсмических событий при прохождении волны, а доказательством справедливости такого предположения служат «миграции» землетрясений вдоль зон разломов (рис. 2.3). Согласно [Горбунова, Шерман, 2012], средние фазовые скорости деформационных волн на территории Байкальского региона варьируют от 4 до 44 км/год (0.01–0.14 см/с) и чем длиннее разлом, тем выше фазовая скорость деформационных волн. Есть два направления миграционной активизации разломных сегментов БРС: в юго-западной и центральной частях зоны – с запада на восток, в северо-восточной части территории – с востока на запад.

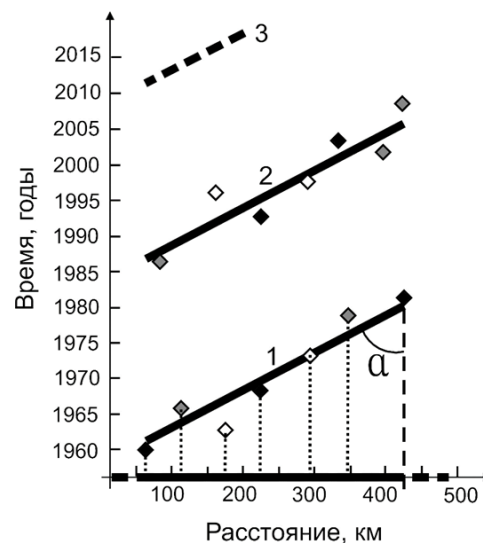


Рисунок 2.3. Пример обобщенной схемы-графика, используемых для определения «миграции» очагов землетрясений по простиранию разлома и оценки средней скорости деформационной волны [Шерман, 2013].

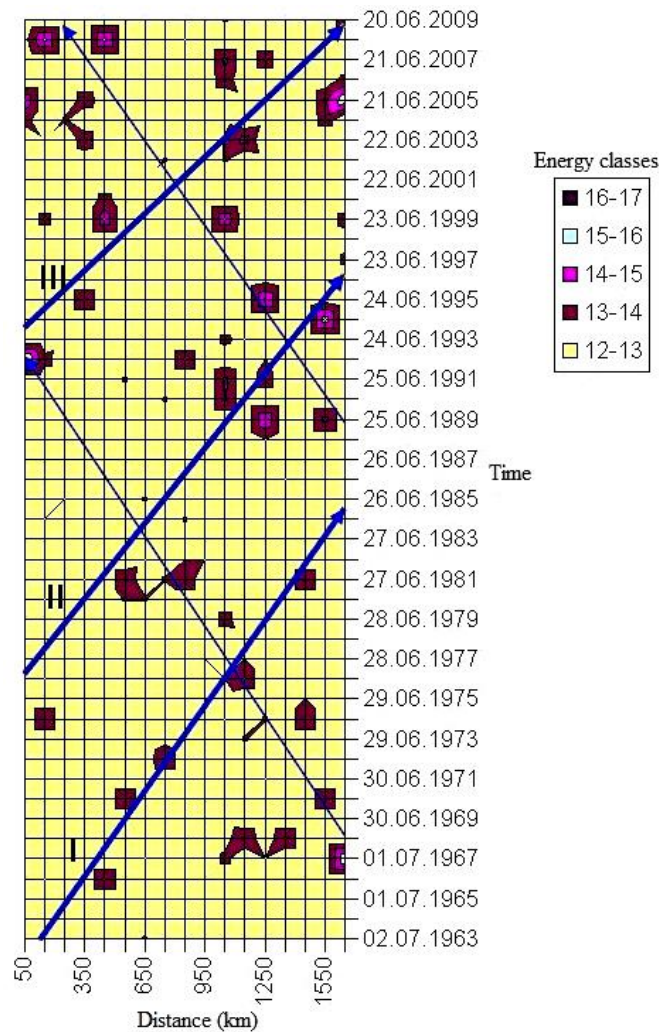


Рисунок 2.4. Пример пространственно-временной диаграммы с нанесенными на нее предполагаемыми линиями «миграции» в направлении с юго-запада на северо-восток (толстые линии) и в обратном направлении (тонкие линии) [Левина, Ружич, 2015].

Изучение сейсмомиграций в земной коре БРС Е. А. Левиной и В. В. Ружичем [2010; 2015] проводилось методом построения пространственно-временных диаграмм в сочетании с кластерным и регрессионным анализом. Анализировались пространственно-временные ячейки, в которых рассчитана суммарная сейсмическая энергия, и в результате анализа выделены три временных кластера сейсмомиграций (рис. 2.4). Средние скорости сейсмомиграций составляли около 70 км/год (0.2 см/с) в первом кластере, около 82 км/год (0.26 см/с) во втором кластере и около 116 км/год (0.37 см/с) в третьем кластере. Сейсмомиграции в кластерах происходят вдоль БРС, с юго-запада на северо-восток и в обратном направлении. Как и другие исследователи, Е. А. Левина и В. В. Ружич в качестве основной причины сейсмомиграций считают распространение деформационных

волн в литосфере Земли, а процесс сейсмомиграций предполагают рассматривать как проявление целого спектра деформационных волн, распространяющихся в литосфере с различными скоростями.

Для выделения медленных «миграций» сейсмической активности в БРС и оценки их скоростей в работах [Новопашина, Саньков, 2010; Новопашина и др., 2012; Новопашина, 2013] используется максимум десятичного логарифма суммарной сейсмической энергии $\max(\lg E_{sum})$. Разработана методика пространственно-временной развертки параметра $\lg E_{sum}$ в виде диаграмм спектрально-временного анализа параметра в системе координат «направление», «время», «параметр $\lg E_{sum}$ ». Пример пространственно-временной диаграммы сильных событий зоны проецирования 9 (район Южно-Байкальской впадины) приведен на рис. 2.5. Авторы [Новопашина, Саньков, 2010; 2018] полагают, что «миграции» сейсмической активности происходят вдоль активных разломов. Выявлены разносторонние направления возможной «миграции» вдоль и поперек осей сгущения очагов некоторых небольших относительно БРС участков сейсмических структур [Новопашина, 2013; Novopashina, Lukhneva, 2020]. Скорости «миграций» сейсмической активности в пределах каждой исследованной сейсмической зоны меняются в узких пределах и могут сменять диапазон при переходе в соседние зоны. Большинству сейсмических зон юго-западного и северо-восточного флангов БРС, а также району Южнобайкальской впадины свойственны скорости до 20 км/год (0.06 см/с), в то время как для района Среднебайкальской впадины характерны скорости от 35 до 70 км/год (0.1–0.2 см/с). Длины цепочек «миграции» соответствуют длинам сегментов разломов, генерирующих землетрясения, и составляют на северо-восточном фланге БРС 50, 70, 160 ± 10 км, на юго-западном фланге – до 50 ± 10 км и в центральной части рифта – 30–100 км [Новопашина, Саньков, 2010]. Применение описанной методики в работе [Novopashina, Lukhneva, 2021] показало, что «миграции» сейсмической активности на северо-восточном фланге БРС распространяются как вдоль основных рифтовых структур и общей ориентации активных разломов северо-восток–юго-западного простирания, так и

ортогонально к крупным разломам вдоль вторичной ориентации активных разломов северо-запад–юго-восточного простирания. Длины миграционных цепочек вдоль основных рифтонных структур составляют 25–60 км, скорость «миграции» составляет 10–50 км в год ($0.03 \div 0.15$ см/с. В ортогональном направлении цепочки имеют длину 15–50 км и скорости 15–50 км в год ($0.045\text{--}0.15$ см/с). В работе [Новопашина, Саньков, 2018] наблюдалась связь скоростей «миграций» сейсмической активности и скоростей внутреплитного движения.

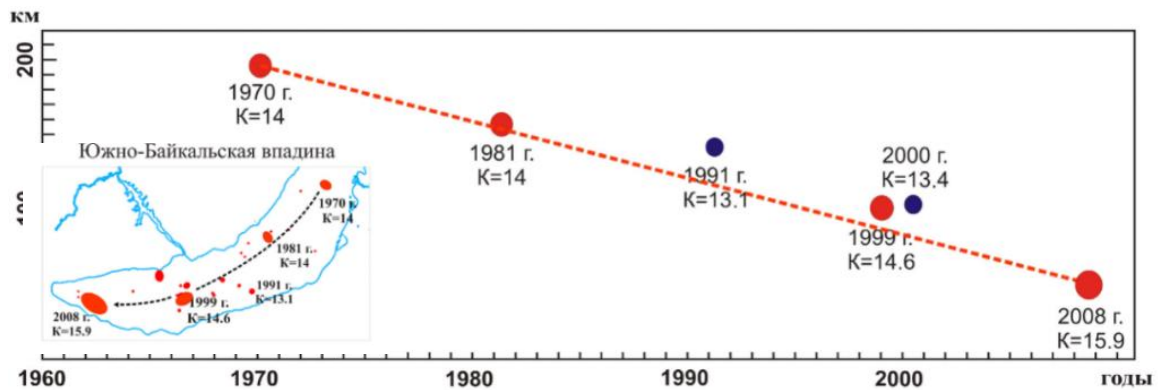


Рисунок 2.5. Пример пространственно-временной диаграммы сильных событий зоны проецирования 9 (район Южно-Байкальской впадины). На вставке – простирание полосы проецирования СВ–ЮЗ [Новопашина, Саньков, 2010].

В завершении данного раздела диссертации следует отметить работу Г. И. Татькова и Ц. А. Тубанова [2004], в которой сказано о «миграции» эпицентров землетрясений с $K_R \geq 12$ на юго-восток в области Южно-Байкальского землетрясения 25.02.1999 г., которая началась в 1991 г. и сопровождалась увеличением скорости дефектообразования в зоне Обручевского разлома.

2.2. Методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений

Под цепочкой землетрясений в диссертации понимается расположение эпицентров толчков, которое создается при квазилинейном одностороннем положении совокупности эпицентров трех или более последовательных во времени землетрясений ($n \geq 3$) на поверхности исследуемой области земной коры. Методика определения и выделения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности в компактном виде описана в формуле патента [Патент № 2659334]:

1. Для выбранной территории формируется выборка данных в формате стандартного каталога землетрясений и строится карта эпицентров толчков.
2. Создается векторная диаграмма азимутов от эпицентра первого землетрясения выборки ко второму, от второго – к третьему и т.д. до последнего толчка.
3. Проводится временной анализ векторной диаграммы азимутов в секторах данного размера нелинейности от азимутального направления.
4. Определяется количество направленных в одну сторону последовательных во времени эпицентров землетрясений n .
5. Если последовательность состоит не менее чем из трех событий ($n \geq 3$), то она считается цепочкой землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности и выводится в соответствующий массив – каталог цепочек.

Для формализованного выделения цепочек землетрясений автором диссертации написана программа «Chain» [Свидетельство № 2016661616] на языке Perl, осуществляющая статистический азимутальный анализ выборки землетрясений и формирующая каталог цепочек. Такой подход позволяет формализовано, строго и единообразно решить задачу определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений из «Каталога землетрясений Прибайкалья». При определении цепочек землетрясений наиболее простым вариантом является анализ выборки землетрясений одного энергетического класса, однако анализ выборки землетрясений в полном диапазоне классов не изменяет технической сущности методики. Разработанная методика позволяет формализовать определение и выделение цепочек землетрясений, сделать это независимо от представлений исследователя, ясно и однозначно определить границы и условия отбора землетрясений и осуществить определение и выделение цепочек землетрясений на территории с несколькими разломными зонами и в зоне одного разлома.

Условие квазилинейного одностороннего расположения землетрясений в цепочках говорит о том, что эпицентры последовательных n толчков находятся в данном угловом секторе q допустимой нелинейности цепочки по азимуту α «миграции» или в зоне одного

разлома [Ключевский, Какоурова, 2016]. С позиций геодинамики такое положение и процесс можно объяснить направленной генерацией очагов землетрясений вдоль зоны сеймотектонической деструкции геологической среды, обусловленной прохождением по разломам деформационных волновых возмущений от энергетических источников [Викулин, 2003; Быков, 2005]. Поскольку зона тектонической деструкции обычно является квазилинейной разломной зоной, то условие квазилинейно ориентированной временной изменчивости положения эпицентров толчков будет отражать поступательное направленное в одну сторону возникновение очагов землетрясений вдоль зоны разлома. Подобная локализация и динамика процесса «миграции» очагов землетрясений хорошо вписываются в рамки модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Мячкин и др., 1975; Соболев и др., 2009]. Согласно модели ЛНТ, разрушение геологической среды происходит путем лавинообразного появления и объединения трещин, их локализации в узких зонах, что приводит к увеличению размеров трещин и в итоге образованию магистрального разрыва. В ходе такого разрушения среды происходит постепенное нарастание ее деформаций, а расположение трещин постепенно стягивается к некоторой части разрушаемого объема среды – зоне будущего магистрального разрыва. Разрушение среды на разных стадиях ЛНТ протекает самоподобно: более крупные разрывы образуются в результате появления более мелких, объединенных, возможно, цепочками «миграции» землетрясений.

При разработке формализованной методики определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона были рассмотрены и опробованы три способа. В качестве основного способа в диссертации реализовано определение и выделение цепочек, образованных эпицентрами последовательных во времени толчков. В качестве дополнительных способов были проанализированы возможности выделения цепочек землетрясений по данным о средних значениях географических координат эпицентров и по центрам масс эпицентров толчков. Тестирование способов выполнено по данным из «Каталога

землетрясений Прибайкалья» и было установлено, что по средним значениям координат эпицентров и центрам их масс всегда выделяется немного больше цепочек землетрясений, чем по эпицентрам землетрясений. Анализ показал, что в двух дополнительных способах условие квазилинейности эпицентров землетрясений в цепочке не соблюдалось на небольших расстояниях между толчками, что и приводило к выделению большего числа цепочек. Основной способ выделения цепочек по эпицентрам последовательных во времени землетрясений является корректным, и он применен в диссертационной работе. На рис. 2.6 даны примеры определенных и выделенных на территории Байкальского региона цепочек из трех (рис. 2.6 а) и четырех (рис. 2.6 б) землетрясений. В табл. 2.1 приведен пример каталога цепочек землетрясений, определенных и выделенных по данным из «Каталога землетрясений Прибайкалья».

Таблица 2.1. Пример каталога цепочек землетрясений, определенных и выделенных по данным из «Каталога землетрясений Прибайкалья». Параметры выборки землетрясений указаны во второй строке таблицы.

№	год	месяц	день	час	минута	секунда	φ	λ	K_p
<i>START:</i>	<i>time:</i>	1964	1	1	0	0	0,	K_p ;	8
<i>END:</i>	<i>time:</i>	2014	1	1	0	0	0,		17
<i>Coordinates;</i>	48	-	60	N,	96	-122	E		
Chain1									
22	1964	1	9	19	24	25	52.47	107.14	8
23	1964	1	9	23	29	1	54.48	110.7	8
24	1964	1	10	10	46	48	55.79	113.29	8
Chain2									
27	1964	1	11	17	32	35	49.27	98.51	8
28	1964	1	11	21	31	46	53.56	108.61	8
29	1964	1	12	9	34	14	55.72	113.02	8
Chain3									
40	1964	1	17	13	53	2	49.23	96.21	9
41	1964	1	17	15	14	4	51.55	101.28	8
42	1964	1	18	17	23	46	55.52	110.85	8
Chain4									
43	1964	1	18	21	8	23	52.66	107.08	8
44	1964	1	19	23	25	29	54.77	111.82	8
45	1964	1	21	1	31	29	56.32	116.94	10

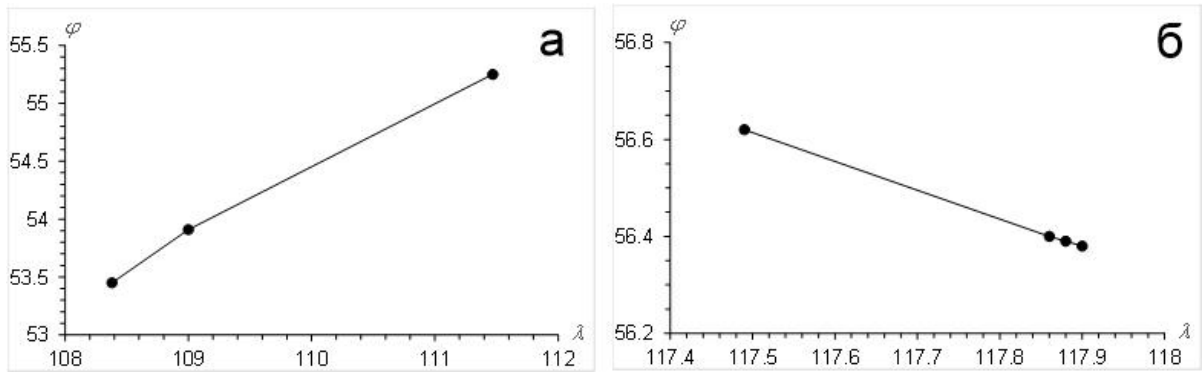


Рисунок 2.6. Примеры выделенных цепочек из $n = 3$ (а) и $n = 4$ (б) землетрясений.

2.3. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности

2.3.1. Основные положения

В соответствии с результатами предшественников [Лукк, 1976] известно, что в некоторых случаях цепочки землетрясений создаются случайным пространственно-временным сочетанием толчков, т.е. не все определенные и выделенные цепочки землетрясений будут являться сейсмомиграциями и отражать геолого-геофизическое явление «миграции» очагов сейсмических событий. Под случайностью формирования цепочки в диссертации понимается отсутствие причинно-следственных связей между землетрясениями в цепочке, которое имеет место при хаотическом распределении толчков в земной коре и отсутствии достаточно сильного деформационного детерминированного воздействия, создающего сейсмомиграции. Появление и развитие достаточно сильного деформационного воздействия приводит к распространению в земной коре деформационных волновых возмущений от энергетического источника и направленной вдоль зоны сеймотектонической деструкции геологической среды генерации очагов землетрясений [Викулин, 2003; Быков, 2005]. В настоящее время у сейсмологов нет информативных индикаторов, позволяющих достоверно детерминировать цепочки сейсмомиграций по геофизическим или прочим проявлениям и на основании этого выявить и верифицировать мигрирующую сейсмичность. Поэтому для решения проблемы выявления и верификации мигрирующей сейсмичности в земной коре Байкальского

региона в диссертации разработана имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности. Модель дает возможность соотнести статистику цепочек землетрясений, определенных и выделенных среди N землетрясений в площадке данных размеров и формы со статистикой цепочек, определенных и выделенных в поле из N имитационных случайных событий в площадке таких же размеров и формы. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности разработана с целью получения критериев выделения сейсмомиграций в статистике поля эпицентров землетрясений Байкальского региона и прототипом пространственного распределения имитационных событий является сейсмичность БСЗ. С другой стороны, модель дает возможность применить критерии определения и выделения сейсмомиграций для верификации пространственно-временных проявлений мигрирующей сейсмичности. Реализация множественных итераций имитационных событий позволяет определить статистическими методами уровень значимости и среднее число цепочек, выделенных в поле «эпицентров» сгенерированных N стохастических событий, распределенных по определенному закону в площадках данной формы и размера.

В работе [Ключевский, Какоурова, 2016] базовая модель мигрирующей сейсмичности реализована в виде блока программ на языке программирования Perl [Свидетельство № 2016661511; Свидетельство № 2017619612], которые позволяют генерировать «эпицентральное» поле имитационных N событий, распределенных в площадках заданных размеров круглой и прямоугольной формы. В заданном азимуте α круглой площадки или на заданном расстоянии r от линии «разлома» в прямоугольной площадке по программе вставляется детерминированная модельная цепочка из n событий, которая в модели имитирует цепочку «миграции». Далее, программа разбивает круглую площадку на равные по углу и площади секторы, а прямоугольную – на равные по площади продольные полосы вдоль линии «разлома», строит гистограмму распределения событий по секторам или полосам, а для событий в секторах и полосах рассчитывает ряд статистических параметров. Такие генерации и расчеты выполняются в цикле заданное

число раз. Для выборок одного размера, содержащих детерминированную цепочку одинаковой длины, в процессе генерации создается кумулятивная выборка путем накопления генерируемых выборок. Для нее также строится гистограмма распределения событий по секторам и рассчитываются статистические параметры.

2.3.2. Базовая модель мигрирующей сейсмичности: площадка круглой формы

Чтобы установить статистические критерии в зависимости от объема N выборки толчков в площадке, количества n землетрясений в цепочке и размеров угла сектора q по азимуту α «миграции», разработана имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности [Ключевский и др., 2016; Ключевский, Какоурова, 2016; Какоурова, Зуев, 2017; Ключевский, Какоурова, 2018 а]. В модели учитываются основные элементы и свойства мигрирующей сейсмичности: «эпицентры» синтезированных N событий генерируются на поверхности круглой площадки радиусом R в виде случайного поля с постоянной плотностью вероятности. Круглая площадка с таким распределением событий является прототипом сейсмичности на территории, включающей в себя зоны нескольких разломов: такое эпицентральное поле наблюдается на юго-западном фланге БСЗ с разнесенными по территории разломами [Логачев, 2003]. В заданном азимуте α в это поле вставляется цепочка последовательных событий ($n \geq 3$) как детерминированная модельная цепочка, имитирующая «миграцию» очагов землетрясений (рис. 2.7). Площадка разбивается на равные по углу и площади секторы, а детерминированная цепочка вставляется в середину одного из секторов круга. Представленная на рис. 2.7 детерминированная цепочка событий имитирует «миграцию» эпицентров землетрясений вдоль одного разлома, но предусмотрено введение в круг нескольких модельных цепочек с разными азимутами, имитирующих «миграции» в зонах нескольких разломов. В цикле генерируются выборки данных с разными N и n , меняются величины α и q , и по полученным статистическим материалам устанавливаются корреляционные связи между входными и выходными параметрами.

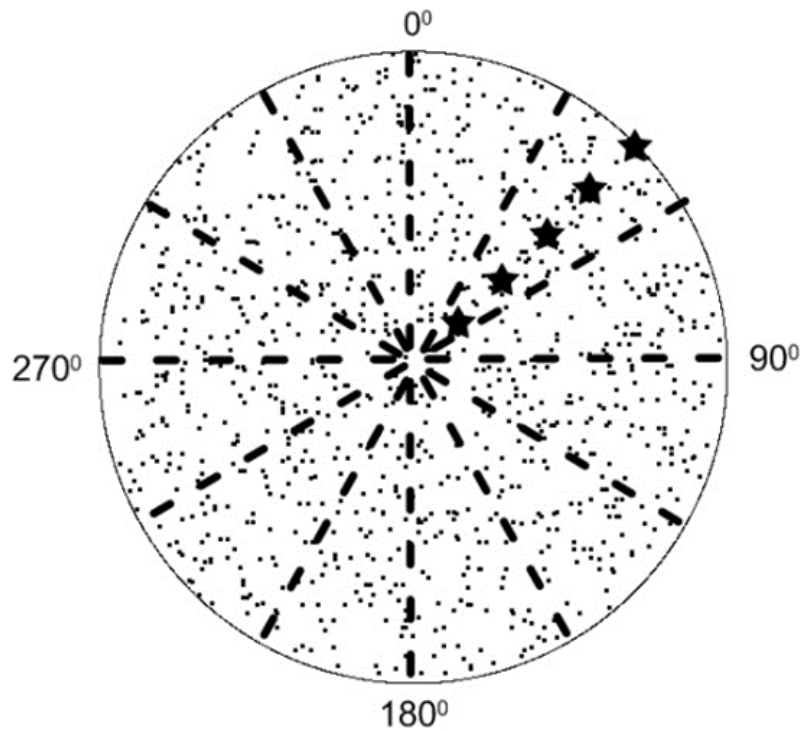


Рисунок 2.7 Пример круглой площадки с распределенными на ней $N = 1000$ событиями, разбитой на 12 секторов размером $q = 30^\circ$, и вставленной в азимуте $\alpha = 45^\circ$ детерминированной цепочкой из $n = 5$ событий (звездочки).

Для определения критериев выделения цепочки событий в круглой площадке были осуществлены многократные генерации выборок размером $N = 10-1000$ событий так, чтобы общее число событий в выборках одного размера N с цепочкой одинаковой длины n всегда было равно 100000 событий. В эти выборки вставлялись цепочки из $n = 2-8$ событий, и было получено множество искусственных выборок с суперпозициями переменных N и n величин. Количества событий в полученных суперпозициях просуммированы по соответствующим секторам и созданы кумулятивные выборки. Проведены необходимые расчеты и установлены корреляционные соотношения между размерами кумулятивной выборки событий N и выделяемой цепочкой из n событий. На рис. 2.8 приведен пример кумулятивной гистограммы, четвертый сектор которой со вставленной детерминированной цепочкой отчетливо выделяется; во всех прочих секторах события распределены почти равномерно. В качестве критерия определения и выделения цепочек принят параметр Δ_r , равный отношению отклонения среднего в секторе со вставленной детерминированной цепочкой от генерального среднего по всем

другим секторам к стандартному отклонению по выборке. Для реализации на рис. 2.3 $\Delta p \approx 4.5$, а при $\Delta p \geq 3$ примерно с вероятностью 0.997 значение случайной величины лежит в интервале $(\bar{x} - 3\sigma; \bar{x} + 3\sigma)$ и ошибка первого рода не превышает уровень значимости 1%. В других реализациях уровень значимости также не превышает 1%.

result m=666 N=150 n=4	
Count: 102564	
Range: 0.000 - 359.995; Mean: 177.420; Median: 177.412; Stddev: 104.592	
Percentiles: 90th: 323.061; 95th: 341.433; 99th: 356.411	
1	. 0 - 15: 4337 #####
2	. 15 - 30: 4207 #####
3	. 30 - 45: 4104 #####
4	. 45 - 60: 6218 #####
5	. 60 - 75: 4212 #####
6	. 75 - 90: 4169 #####
7	. 90 - 105: 4234 #####
8	. 105 - 120: 4187 #####
9	. 120 - 135: 4142 #####
10	. 135 - 150: 4084 #####
11	. 150 - 165: 4078 #####
12	. 165 - 180: 4029 #####
13	. 180 - 195: 4184 #####
14	. 195 - 210: 4272 #####
15	. 210 - 225: 4363 #####
16	. 225 - 240: 4052 #####
17	. 240 - 255: 4318 #####
18	. 255 - 270: 4241 #####
19	. 270 - 285: 4274 #####
20	. 285 - 300: 4273 #####
21	. 300 - 315: 4042 #####
22	. 315 - 330: 4207 #####
23	. 330 - 345: 4158 #####
24	. 345 - 360: 4179 #####

Рисунок 2.8 Пример кумулятивной гистограммы распределения чисел событий в 24 секторах площадки круглой формы ($q = 15^\circ$). Детерминированная цепочка (сектор 4) формирует значимое превышение чисел событий (6218) над средним уровнем $M \approx 4280$ при стандартном отклонении $\sigma \approx 433$.

Расчеты выполнены для угловых секторов $q = 10^\circ$, $q = 15^\circ$ и $q = 30^\circ$, построены графики и тренды зависимости $\Delta p(N, q)$ при фиксированной длине цепочки n и в табл. 2.2 представлены уравнения парной нелинейной корреляции этих параметров. Из табл. 2.2 видно, что с уменьшением размеров углового сектора q и увеличением длины цепочки n растет уровень Δp выделения цепочки. Уравнения парной нелинейной корреляции размера выборки N и длины цепочки n при фиксированном Δp и разных секторов q представлены в табл. 2.3.

Таблица 2.2

Уравнения корреляции Δp и объема выборки N в зависимости от q и n

n	$q = 10^\circ$	$q = 15^\circ$	$q = 30^\circ$
2	$\Delta p = 5.04N^{-0.44}, \rho = 0.94$	$\Delta p = 4.28N^{-0.45}, \rho = 0.88$	$\Delta p = 3.45N^{-0.46}, \rho = 0.87$
3	$\Delta p = 11.46N^{-0.48}, \rho = 0.98$	$\Delta p = 8.84N^{-0.46}, \rho = 0.96$	$\Delta p = 6.46N^{-0.45}, \rho = 0.96$
4	$\Delta p = 17.13N^{-0.48}, \rho = 1$	$\Delta p = 12.95N^{-0.45}, \rho = 0.96$	$\Delta p = 10.62N^{-0.48}, \rho = 0.98$
5	$\Delta p = 24.29N^{-0.49}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 19.71N^{-0.49}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 13.59N^{-0.47}, \rho = 0.97$
6	$\Delta p = 32.07N^{-0.50}, \rho = 0.93$	$\Delta p = 22.07N^{-0.47}, \rho = 0.90$	$\Delta p = 17.14N^{-0.47}, \rho = 0.98$
7	$\Delta p = 23.18N^{-0.42}, \rho = 0.92$	$\Delta p = 32.39N^{-0.50}, \rho = 0.91$	$\Delta p = 21.39N^{-0.48}, \rho = 0.98$

Таблица 2.3

Уравнения корреляции объема выборки N и числа n в зависимости от q и Δp

Δp	$q = 10^\circ$	$q = 15^\circ$	$q = 30^\circ$
1	$N = 4.95n^{2.97}, \rho = 0.98$	$N = 4.76n^{2.65}, \rho = 0.98$	$N = 3.21n^{2.46}, \rho = 0.97$
2	$N = 2.80n^{2.40}, \rho = 0.98$	$N = 2.55n^{2.28}, \rho = 0.99$	$N = 0.99n^{2.46}, \rho = 0.98$
3	$N = 1.26n^{2.41}, \rho = 0.99$	$N = 1.01n^{2.33}, \rho = 0.99$	$N = 0.63n^{2.31}, \rho = 1$

При анализе полученных зависимостей были сделаны следующие выводы:

1. Установленные зависимости имеют степенной характер поведения с изменяющимися показателями степени и высокими коэффициентами корреляции ρ .
2. Чем меньше выборка N и чем длиннее цепочка n , тем выше значимость выделения цепочки в угловых секторах одного размера q .
3. Уровень Δp выделения цепочки обратно пропорционален корню квадратному из количества событий в выборке N .
4. Объем выборки N пропорционален длине цепочки n в степени 2.3–3.

2.3.3. Базовая модель мигрирующей сейсмичности: площадка прямоугольной формы

Зоны разломов необходимо исследовать на возможность «миграции» землетрясений, принимая вслед за предшественниками, что возникновения толчков происходят преимущественно вдоль зоны разлома [Горбунова, Шерман, 2012]. Статистические критерии выделения цепочек землетрясений в зоне разлома в зависимости от объема выборки N , длины цепочки n , расстояния r от цепочки до линии разлома получены в рамках имитационной базовой модели мигрирующей сейсмичности с учетом распределения сейсмичности в площадке прямоугольной формы, имитирующей зону

одного разлома [Какоурова, Ключевский, 2017; Какоурова и др., 2017] или зону сейсмотектонической деструкции земной коры. Вдоль «виртуального разлома» длиной L имитационные события распределены с постоянной плотностью вероятности, поперек «разлома» имеет место нормальное распределение событий (рис. 2.9). Помимо разломов [Лобацкая, 1987], подобный характер эпицентрального поля сейсмичности наблюдается в центральной части и на северо-восточном фланге БРС, где эпицентры землетрясений сконцентрированы в зоне контакта Сибирской платформы и Амурского литосферного блока. На заданном расстоянии от линии «разлома» вставляется детерминированная цепочка из n событий. При реализации модели для генерации случайной координаты L событий использовался генератор случайных чисел, а для нормального распределения событий поперек площадки (координата r) применялось преобразование Бокса–Мюллера [Box, Muller, 1958].

При реализации модели было многократно сгенерировано эпицентрального поле $N = 10 - 1000$ событий в прямоугольной площадке длиной $L = 100$ км и шириной $r = \pm 30$ км от линии «разлома». Общее число событий в выборках одного размера N с цепочкой одинаковой длины n равнялось 100000 событий. В одну из полос площадки вставлялась детерминированная цепочка из $n = 2 - 8$ событий. В процессе накопления выборок одинакового размера N с детерминированной цепочкой одной длины n создавались кумулятивные выборки. Пример гистограммы кумулятивной выборки для $N = 30$ с детерминированной цепочкой из $n = 8$ событий, вставленной на расстоянии от разлома $r = 5$ км, приведен на рис. 2.10. Расчеты показали, что цепочка выделяется при $\Delta p > 3$ и уровень значимости выделения цепочки не ниже 1%.

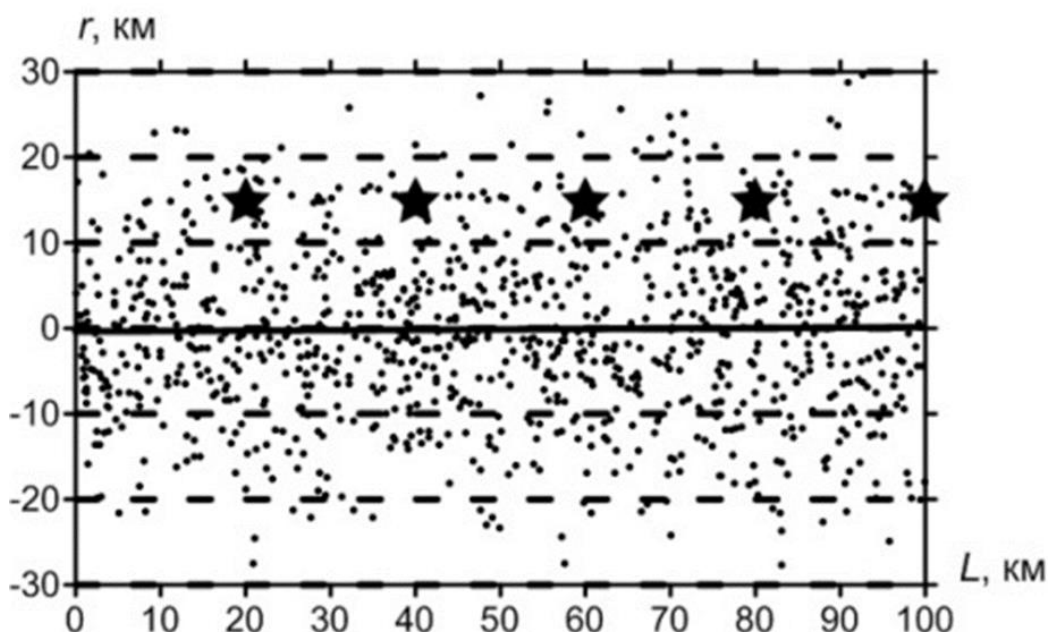


Рисунок 2.9. Пример прямоугольной площадки, содержащей $N = 1000$ сгенерированных событий и детерминированную цепочку из $n = 5$ событий (звездочки). Сплошная жирная линия в середине площадки показывает «разлом». Площадка разделена на шесть полос шириной $h = 10$ км, детерминированная цепочка вставлена на расстоянии $r = 15$ км от линии «разлома».

rezult m=3333 N=30 n=8	
3	. -10 - 0: 34033 #####
4	. 0 - 10: 60942 #####

Рисунок 2.10. Пример кумулятивной гистограммы распределения чисел событий в двух полосах шириной ± 10 км относительно линии «разлома». Полоса с детерминированной цепочкой формирует значимое превышение чисел событий (60942) над средним уровнем (34033) в сопряженной полосе.

Расчеты выполнены для детерминированных цепочек, расположенных на расстояниях $r = 5$, $r = 15$ и $r = 25$ км от линии разлома. Построены графики и тренды зависимостей $\Delta p(N, r)$ при $n = const$ и $N(n, r)$ при $\Delta p = const$ и получены уравнения парной нелинейной корреляции Δp и N при различных n и r , а также N и n при различных r и Δp [Какоурова, Ключевский, 2017]. Уравнения корреляции исследуемых параметров представлены в табл. 2.4 и 2.5.

Таблица 2.4

Уравнения корреляции Δp и объема выборки N в зависимости от r и n

n	$r = 5$	$r = 15$	$r = 25$
3	$\Delta p = 6.96N^{-0.53}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 9.73N^{-0.53}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 20.48N^{-0.50}, \rho = 0.99$
4	$\Delta p = 9.40N^{-0.53}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 11.22N^{-0.49}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 27.09N^{-0.50}, \rho = 0.99$
5	$\Delta p = 12.49N^{-0.54}, \rho = 0.85$	$\Delta p = 14.00N^{-0.49}, \rho = 0.95$	$\Delta p = 33.49N^{-0.49}, \rho = 0.96$
6	$\Delta p = 13.42N^{-0.52}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 19.04N^{-0.52}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 48.50N^{-0.52}, \rho = 0.99$
7	$\Delta p = 15.42N^{-0.51}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 15.85N^{-0.44}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 64.13N^{-0.55}, \rho = 0.99$
8	$\Delta p = 21.55N^{-0.56}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 22.12N^{-0.48}, \rho = 0.99$	$\Delta p = 30N^{-0.40}, \rho = 0.99$

Уравнения корреляции объема выборки N и n в зависимости от r и Δp

Δp	$r = 5$	$r = 15$	$r = 25$
1	$N = 3.37n^{2.12}, \rho = 0.99$	$N = 8.09n^{2.02}, \rho = 0.99$	$N = 59.01n^{1.77}, \rho = 0.98$
2	$N = 0.93n^{2.08}, \rho = 0.99$	$N = 1.82n^{2.05}, \rho = 0.99$	$N = 10.61n^{2.06}, \rho = 0.99$
3	$N = 0.54n^{1.94}, \rho = 0.99$	$N = 0.83n^{2.04}, \rho = 0.99$	$N = 5n^2, \rho = 1$

При анализе полученных зависимостей были сделаны следующие выводы:

1. Зависимости $N(n)$ и $\square p(N)$ имеют степенной характер поведения с высокими коэффициентами корреляции ρ .
2. Чем меньше размер выборки N и чем длиннее цепочка событий n , тем выше Δp при одинаковом расстоянии r от плоскости разлома до цепочки.
3. Уровень Δp примерно обратно пропорционален корню квадратному из количества событий в выборке.
4. Размер выборки N пропорционален длине цепочки n в степени 1.8–2.1.

2.3.4. Средняя частота реализации и среднее число цепочек событий

Под частотой реализации цепочек принято отношение суммарного количества событий n_{sum} , образующих цепочки, к объему выборки N . Были определены частоты реализации цепочек для прямоугольной площадки, полосы прямоугольной площадки с максимальной плотностью событий (полоса $h = 0-10$ км) и для круглой площадки (размеры и распределения событий в площадках описаны в разделах 2.2.2 и 2.2.3.). Выборки событий размером $N = 100-100000$ событий генерировались так, чтобы общая сумма событий составляла 1000000. По результатам расчетов построены графики зависимости средней частоты реализации P цепочек от объема выборки N (рис 2.11) и графики зависимости среднего числа цепочек событий $\overline{N_c}$ от размера выборки N (рис. 2.12).

На рисунках 2.11 и 2.12 видно, что:

1. Среди случайно распределенных событий реализуются большое количество цепочек.

2. Частота реализации цепочек для выборок разных размеров остается почти постоянной.
3. Частота реализации цепочек в полосе $h = 0-10$ км выше, чем в прямоугольной площадке, а самая низкая частота реализации цепочек наблюдается в круглой площадке.
4. Среднее число цепочек пропорционально возрастает с увеличением объема выборки N исходных данных.

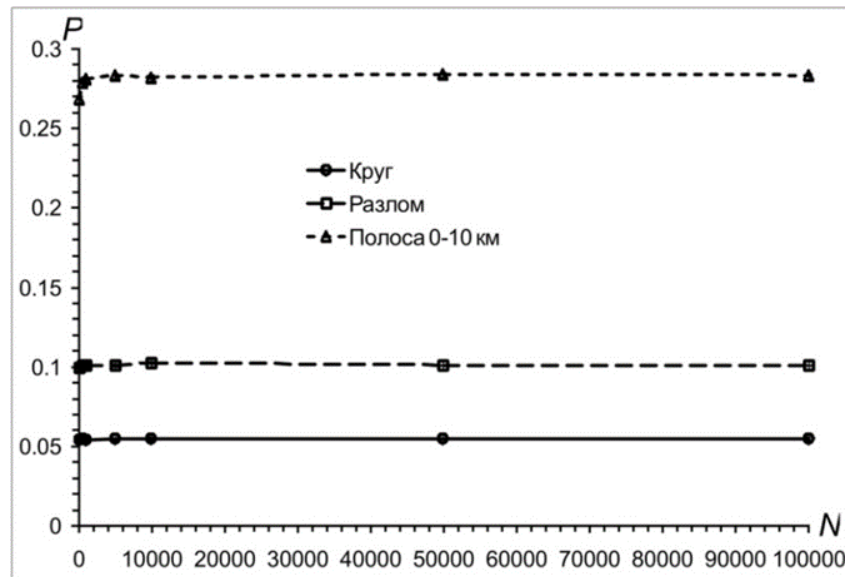


Рисунок 2.11. Средняя частота реализации P цепочки в зависимости от объема выборки N для круглой (Круг) и прямоугольной (Разлом) площадок, и для продольной полосы $h = 0-10$ км прямоугольной площадки (Полоса 0–10 км).

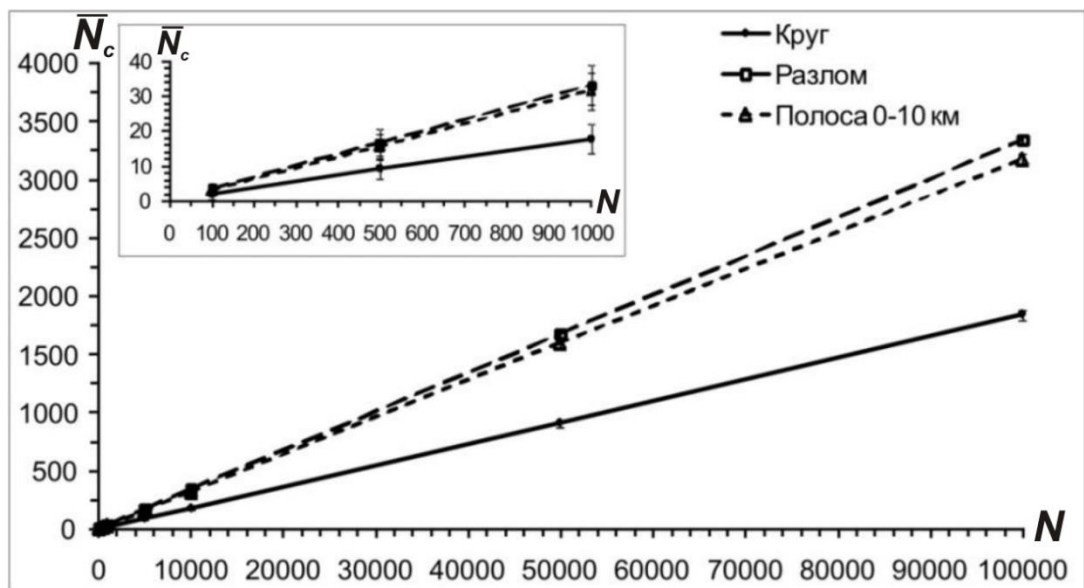


Рисунок 2.12. Среднее число цепочек в выборке \bar{N}_c в зависимости от объема выборки N для круглой (Круг) и прямоугольной (Разлом) площадок, и для полосы прямоугольной площадки $h = 0-10$ км (Полоса 0–10 км). На врезке показан участок графика для выборок объемом $N \leq 1000$ событий.

Уравнения парной линейной корреляции среднего числа цепочек \overline{N}_c и числа событий в выборке N получены в виде:

$$\overline{N}_c \pm 4.96 = (-1.56 \pm 2.26) + 0.018N, \rho \approx 1 - \text{для круглой площадки,} \quad (2.1)$$

$$\overline{N}_c \pm 2.49 = (1.48 \pm 1.14) + 0.033N, \rho \approx 1 - \text{для прямоугольной площадки,} \quad (2.2)$$

$$\overline{N}_c \pm 2.14 = (0.07 \pm 0.98) + 0.032N, \rho \approx 1 - \text{для полосы } h = 0-10 \text{ км.} \quad (2.3)$$

Таким образом, присутствие и линейное увеличение числа цепочек имитационных событий с ростом объема выборки показывает, что в эпицентральном поле стохастической сейсмичности будут выделяться цепочки землетрясений, имеющие случайную природу, а их число будет расти пропорционально объему выборки.

2.4. Примеры тестирования и реализации методики

2.4.1. Территория нескольких разломов: площадка круглой формы

В данном разделе диссертации достоверность работы методики проверена на выборках землетрясений и выборках имитационных событий, в которые были вставлены детерминированные цепочки «миграции»: результаты проведенного тестирования подтверждают полноту, идентичность и точность определения и выделения всех вставленных цепочек. Тестирование методики представлено для двух совпадающих по входным параметрам примеров:

1. Синтезирована выборка из $N = 950$ событий, распределенных случайно с постоянной плотностью вероятности в круглой площадке радиусом $R = 100$ км (рис. 2.9). В эту выборку вставлены три детерминированные цепочки из $n = 3$, $n = 4$, $n = 5$ событий (рис. 2.13 а), имитирующие «миграции» вдоль зон трех разломов разной ориентации. «Эпицентры» последовательных во времени событий соединены линиями, формируя сетку «векторов» последовательных событий (рис. 2.13 б). Видно, что имитационные события и сетка «векторов» в площадке распределены достаточно равномерно и не имеют пространственных особенностей в виде концентрации событий и линий.

2. По данным из «Каталога землетрясений Прибайкалья» для круглой площадки радиусом $R = 100$ км с координатами центра $\varphi = 54^\circ$ с. ш., $\lambda = 109^\circ$ в. д. на рис 2.14 представлена карта эпицентров 950 землетрясений и сетка «векторов» последовательных толчков. В эту выборку были вставлены аналогичные три детерминированные цепочки из $n = 3$, $n = 4$, $n = 5$ событий. Видно, что землетрясения и сетка «векторов» занимают среднюю часть круга, концентрируясь в полосы, что отражает факт реализации толчков на разломах северо-восток–юго-западного простирания в центральной части площадки.

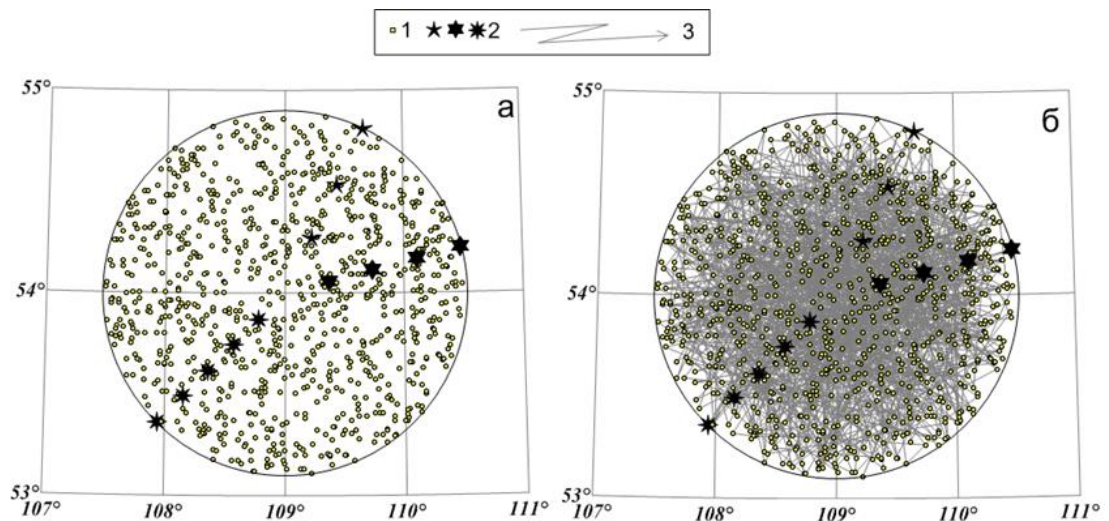


Рисунок 2.13 Пример карты «эпицентров» 950 событий в круглой площадке радиусом $R = 100$ км (а) и сетка «векторов» последовательных событий (б).

1 – «эпицентры» сгенерированных событий, 2 – детерминированные цепочки из $n = 3$ событий (азимут цепочки $\alpha = 25^\circ$), $n = 4$ ($\alpha = 75^\circ$) и $n = 5$ ($\alpha = 225^\circ$), 3 – линия «векторов» последовательных событий.

При азимутальном анализе эпицентрального поля событий и землетрясений в секторе допустимой нелинейности цепочки $q = 10^\circ$ ($\pm 5^\circ$ относительно азимута α) выделены по три детерминированные цепочки, а также $N_c = 15$ цепочек имитационных событий (рис. 2.15) и $N_c = 22$ цепочки землетрясений (рис. 2.16). Видно, что распределение цепочек событий и их направленность имеет бессистемный характер [Какоурова, Ключевский, 2020], в то время как цепочки землетрясений имеют северо-восток–юго-западное простирание и занимают центральную часть круга с разломами, около которых сконцентрированы эпицентры землетрясений (см. рис. 2.15).

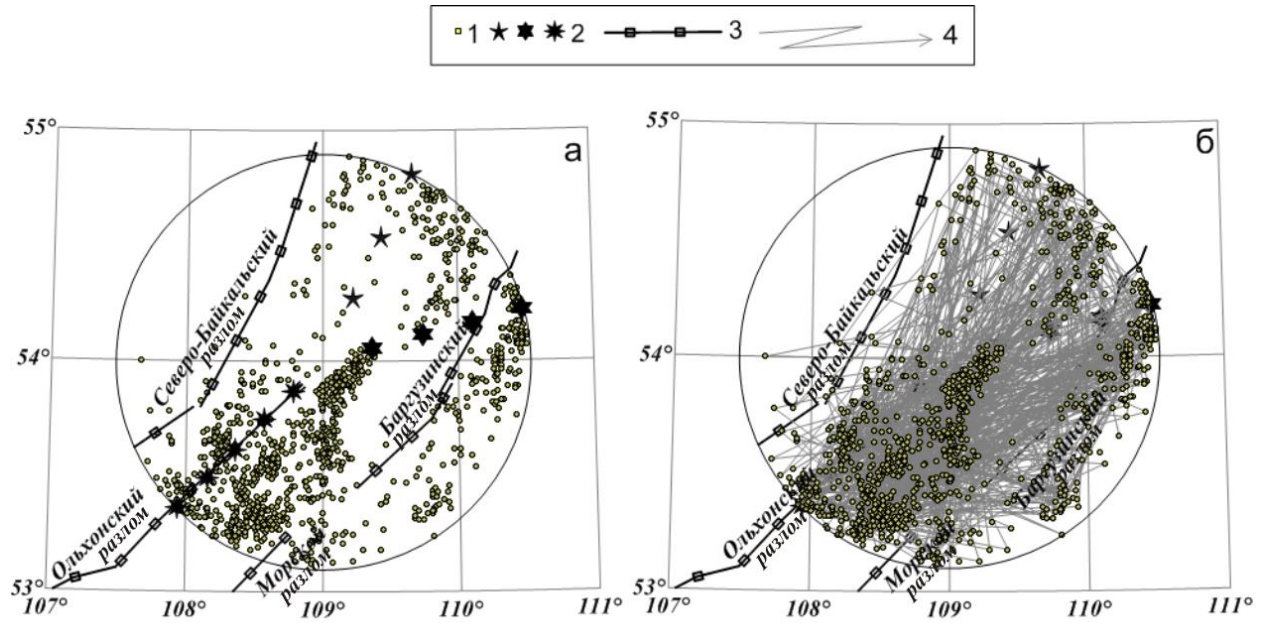


Рисунок 2.14. Карта эпицентров 950 землетрясений в круглой площадке радиусом $R = 100$ км (а) и сетка «векторов» последовательных толчков (б).

1 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K_p = 8$, 2 – детерминированные цепочки из $n = 3$ событий ($\alpha = 25^\circ$), $n = 4$ ($\alpha = 75^\circ$) и $n = 5$ ($\alpha = 225^\circ$), 3 – разломы, 4 – линия «векторов» последовательных толчков.

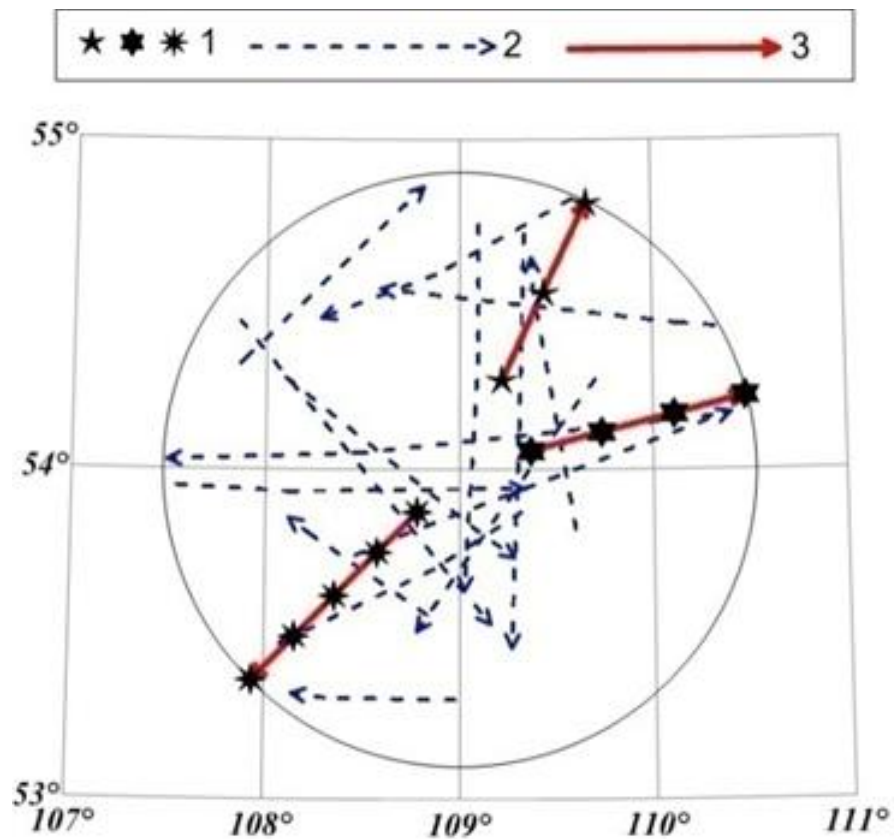


Рисунок 2.15. Цепочки событий, определенные и выделенные в круглой площадке.

1 – «эпицентры» 12 событий в трех детерминированных цепочках, 2 – 15 цепочек, определенных и выделенных среди 950 событий, 3 – три цепочки, определенные и выделенные из вставленных 12 событий: $n = 3$ ($\alpha = 25^\circ$), $n = 4$ ($\alpha = 75^\circ$) и $n = 5$ ($\alpha = 225^\circ$).

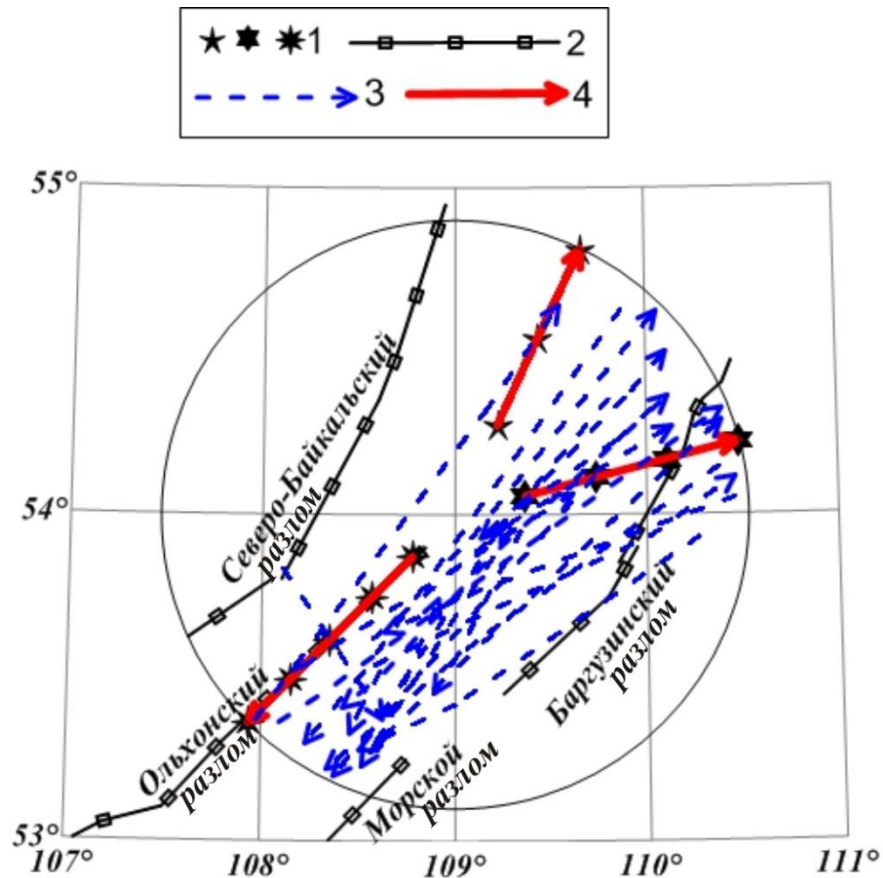


Рисунок. 2.16. Цепочки, определенные и выделенные в круглой площадке.

1 – «эпицентры» 12 событий в трех детерминированных цепочках, 2 – разломы, 3 – 22 определенные и выделенные цепочки землетрясений, 4 – три цепочки, определенные и выделенные из вставленных 12 событий с $n = 3$ ($\alpha = 25^\circ$), $n = 4$ ($\alpha = 75^\circ$) и $n = 5$ ($\alpha = 225^\circ$).

Согласно базовой имитационной модели, в эпицентральной поле могут выделяться случайные цепочки и цепочки сейсмомиграций. Однако на этом этапе исследования мы не можем сказать, какие из определенных и выделенных 22 цепочек землетрясений являются цепочками сейсмомиграций, а какие – цепочками псевдомиграций. В рамках изучения мигрирующей сейсмичности возникает более сложная проблема – детерминация цепочек «миграции» землетрясений в общей группе выделенных цепочек, которая пока не имеет решения.

2.4.2. Зона разлома: площадка прямоугольной формы

В тестовом модельном примере определения и выделения цепочек событий в зоне «виртуального разлома» имитационные события были сгенерированы на поверхности прямоугольной площадки длиной $L = 226$ км и шириной $W = \pm 30$ км от линии «разлома» (рис. 2.17). Прототипом площадки и сейсмичности послужила зона

Тункинского разлома на юго-западном фланге БСЗ (см. рис. 3.1). В такой площадке $N = 1224$ имитационных события распределены случайно с постоянной плотностью вероятности вдоль площадки и по нормальному закону поперек нее. В «эпицентральной» поле событий на разных расстояниях от линии «разлома» вставлены три детерминированные цепочки из $n = 5$, $n = 4$ и $n = 3$ событий.

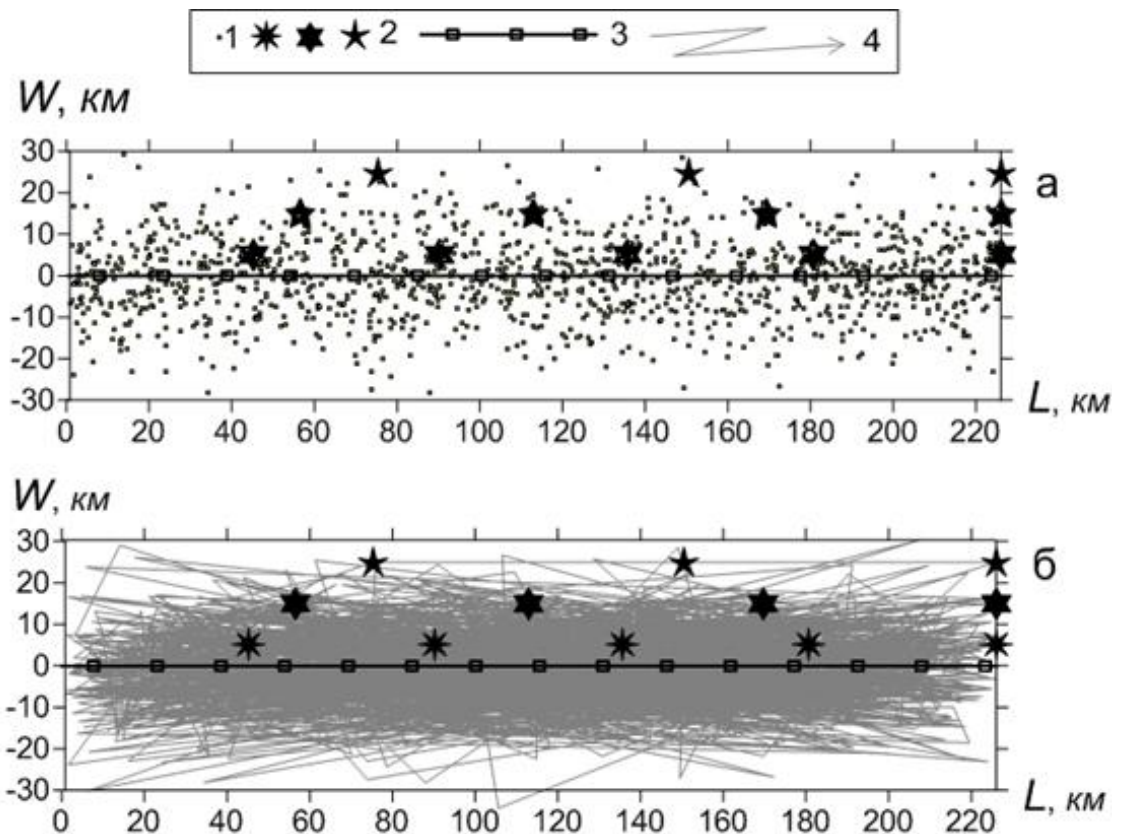


Рисунок 2.17. Пример карты «эпицентров» 1224 имитационных событий в прямоугольной площадке (а) и сетка «векторов» последовательных событий (б).

1 – «эпицентры» событий, 2 – детерминированные цепочки из $n = 5$ событий (расстояние от линии «разлома» $W = 5$ км), $n = 4$ ($W = 15$ км) и $n = 3$ ($W = 25$ км), 3 – «разлом», 4 – линия «векторов» последовательных событий.

При азимутальном анализе карты в секторе допустимой нелинейности $q = 10^\circ$ были выделены три цепочки, длина и расположение которых полностью соответствуют трем детерминированным цепочкам, и 85 цепочек событий (рис. 2.18). На рис. 2.18 видно, что распределение цепочек по расположению и ориентации задается зоной «разлома»: почти все цепочки сконцентрированы около «разлома» и имеют направленность согласно ориентации «разлома».

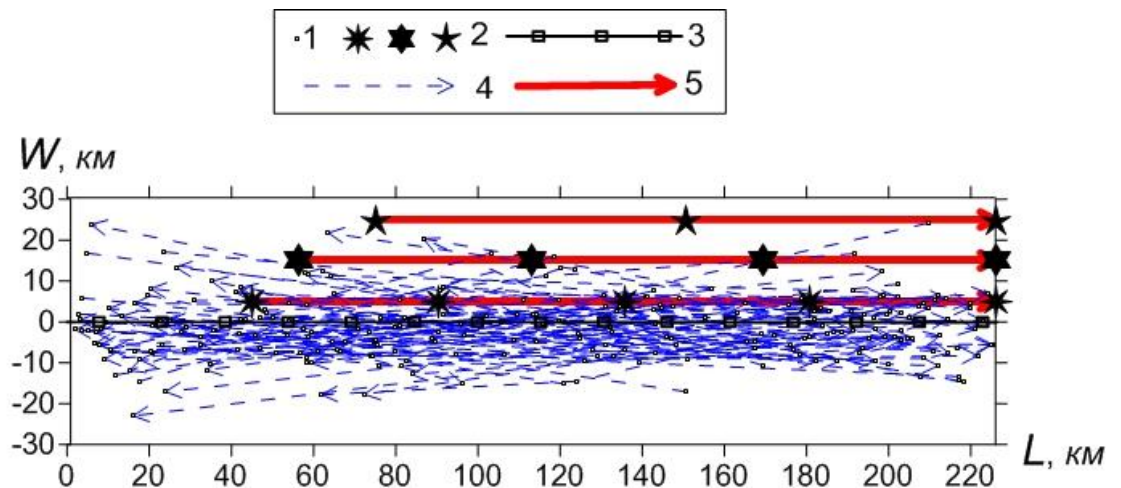


Рисунок 2.18 Цепочки событий, определенные и выделенные в зоне «разлома».

1 – «эпицентры» событий в цепочках, 2 – «эпицентры» 12 событий в трех детерминированных цепочках, 3 – «разлом», 4 – 85 выделенных цепочек событий, 5 – три выделенные детерминированные цепочки.

Тестовый пример определения и выделения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности выполнен для зоны Тункинского разлома. На рис. 2.19 представлена карта эпицентров 1224 землетрясений с $K_p \geq 8$, произошедших в зоне разлома с 1964 по 2014 годы. Длина разлома составляет $L \approx 226$ км, а ширина принята равной $W \approx \pm 30$ км от линии сместителя на поверхности. Три западных субширотных сегмента разлома, немного различающиеся ориентацией в географических координатах, в линейных координатах L и W собраны в один прямоугольник и к ним под значительным углом добавлена зона четвертого восточного сегмента разлома, имеющая такую реальную северо-восточную направленность и расширяющая схему на рис. 2.19 в восточной части до +60 км. Отметим, что сейсмичность выбрана и представлена на рис. 2.19 для зоны шириной $W \approx \pm 30$ км от линии сместителя на поверхности. На рис. 2.19 а видно, что землетрясения рассеяны вдоль зоны разлома, а повышенная плотность толчков имеет место с обеих сторон от излома разлома на расстоянии $L \approx 130 - 160$ и $L \approx 180 - 200$ км. Пониженное число толчков наблюдается на северо-востоке четвертого сектора. Такое распределение эпицентров находит отражение на сетке «векторов» последовательных толчков – в северо-восточной части разлома сетка редка (рис. 2.19 б). В поле эпицентров

землетрясений вставлены три детерминированные цепочки из 12 событий таким же образом, как на рис. 2.17. При азимутальном анализе поля эпицентров в секторе допустимой нелинейности $q = 10^\circ$ выделены три цепочки, полностью соответствующие трем детерминированным цепочкам событий, и 66 цепочек землетрясений (рис. 2.20). Наблюдается системный характер расположения цепочек: расположение соответствует зонам повышенной плотности эпицентров землетрясений, почти все цепочки имеют субширотную направленность, соответствующую ориентации основной части зоны Тункинского разлома. Видно, что сильное различие в ориентации разлома и четвертого сектора оказывает значительное влияние на определение и выделение цепочек землетрясений – в северо-восточной части разлома выделено всего две цепочки [Какоурова, Ключевский, 2020].

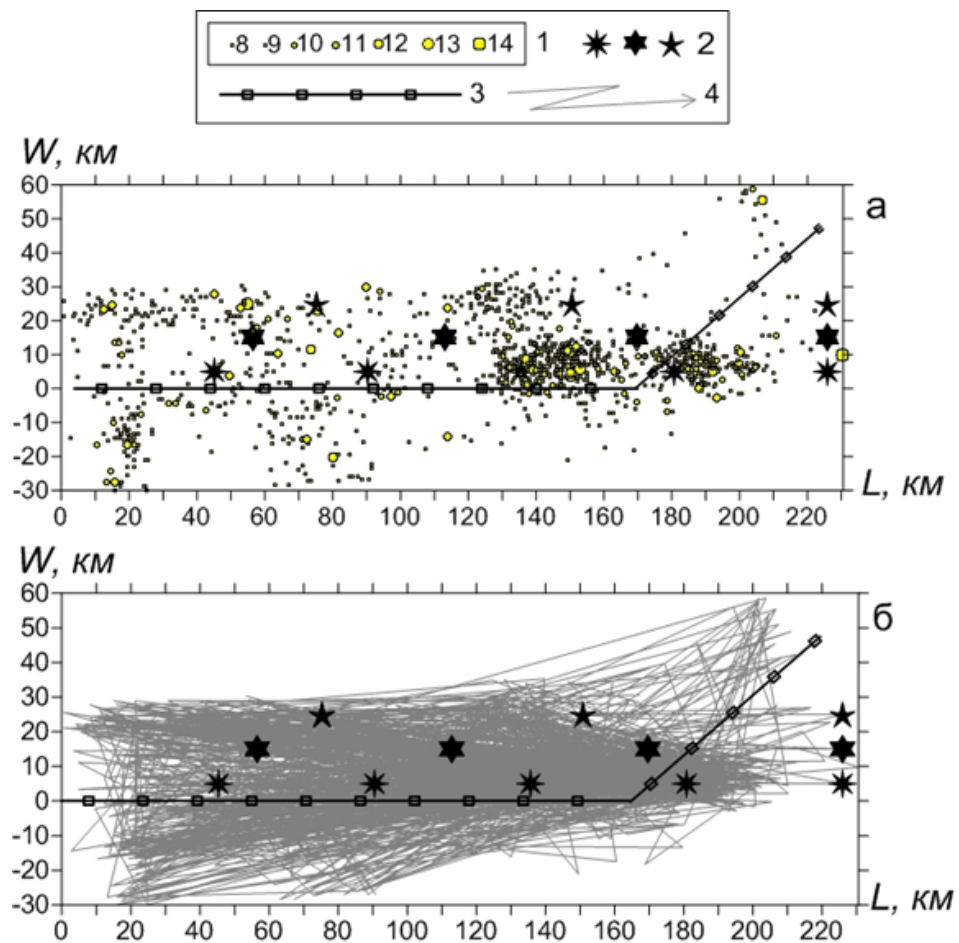


Рисунок 2.19. Карта эпицентров 1224 землетрясений, зарегистрированных в зоне Тункинского разлома за 1964–2014 годы (а) и сетка «векторов» последовательных толчков (б).

1 – эпицентры землетрясений с $K_p \geq 8$, 2 – детерминированные цепочки из $n = 5$ событий ($W = 5$ км), $n = 4$ ($W = 15$ км) и $n = 3$ ($W = 25$ км), 3 – разлом, 4 – линия «векторов» последовательных толчков.

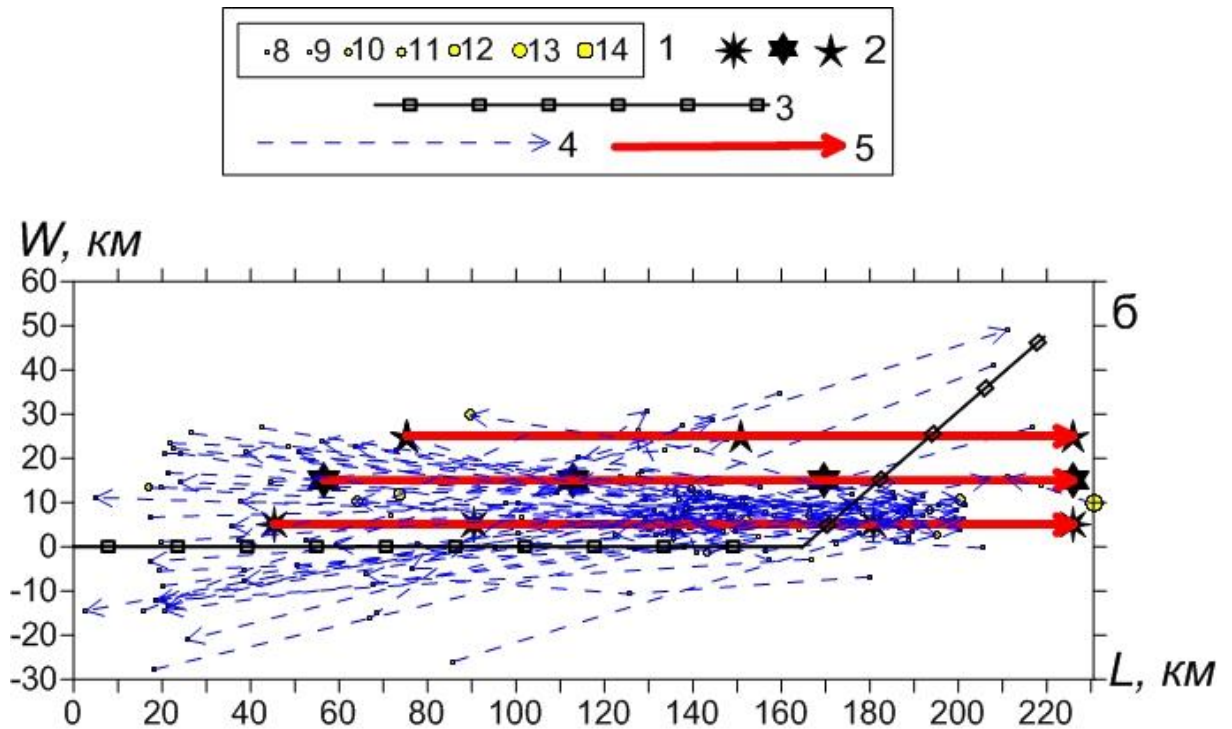


Рисунок 2.20. Цепочки, определенные и выделенные в зоне Тункинского разлома.

1 – эпицентры землетрясений в цепочках, 2 – «эпицентры» вставленных 12 событий в детерминированных цепочках, 3 – разлом, 4 – выделенные цепочки землетрясений, 5 – выделенные детерминированные цепочки.

Выводы к главе 2

Во второй главе диссертации представлена и протестирована методика азимутального анализа эпицентров землетрясений Байкальского региона и получены критерии имитационной базовой модели мигрирующей сейсмичности. В результате проведенных исследований:

1. Явление «миграции» очагов землетрясений наблюдалось в разных сейсмоактивных регионах Земли. В земной коре Байкальского региона «миграции» эпицентров сейсмических событий и сейсмической энергии выявлены сотрудниками Института земной коры СО РАН. Скорости «миграций» в БРС не превышают 200 км/год, в других сейсмоактивных регионах скорости достигают первых сотен км/год. Выделяемые в регионе совокупности землетрясений или сейсмической энергии интерпретировались обычно как сейсмомиграции и возможность случайного их формирования не рассматривалась. Методики выделения «миграций» очагов землетрясений чаще всего

были полуформализованными или не формализованными, а исходными данными являлись, как правило, немногочисленные сильные и умеренные землетрясения.

2. Разработана и реализована методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности региона. Методика протестирована на примерах модельной и реальной сейсмичности, распределенной в площадках круглой и прямоугольной формы. Тестирование на выборках имитационных событий и землетрясений со вставленными детерминированными цепочками различной длины подтвердило достоверность, корректность и надежность методики.

3. Разработана и реализована имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности. В рамках модели определены статистические критерии выделения цепочек землетрясений, которые позволяют параметризовать выделение цепочек землетрясений и определить объем выборки, которую необходимо получить из каталога землетрясений для выделения цепочки определенной длины в заданном угловом секторе на уровне значимости не ниже 1%.

4. Цепочки землетрясений и имитационных событий определены и выделены во всех проведенных тестах. Число цепочек пропорционально объему исходных данных: чем больше землетрясений и событий в выборке, тем больше выделяется цепочек. Эта общая закономерность и выделение большого числа цепочек среди случайных имитационных событий указывает на то, что в эпицентральных полях сейсмичности выделяются как цепочки, обусловленные естественными геолого-геофизическими процессами (сейсмомиграции), так и цепочки, сформировавшиеся случайно (псевдомиграции).

5. Разработанная методика позволяет достоверно, корректно и надежно выделить цепочки землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона.

ГЛАВА 3. ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА И ТРЕХ РАЙОНОВ

3.1. Основные пространственно-временные и энергетические характеристики сейсмичности Байкальского региона и трех районов

В главе 3 диссертации определение и выделение цепочек землетрясений осуществлено во всем Байкальском регионе и трех его районах. Такое разделение территории связано с разными фактическими объемами выборок сильных, умеренных и слабых землетрясений, т.е. с потенциальной возможностью выделения цепочек на этих территориях среди толчков разных энергетических классов. Так, наиболее сильные малочисленные землетрясения могут формировать цепочки там, где их достаточно – на иерархическом уровне региона и БРС, менее сильные и ограниченные в числе сейсмические события – на иерархическом уровне районов, а многочисленные слабые толчки – в зонах разломов и в близких к ним по размерам площадках. В диссертации использована схема разделения на три района в соответствии с пространственной структурой распределения эпицентров и плотности эпицентров землетрясений Байкальского региона [Ключевский, 2000; Ключевский, Зуев, 2007]. Так, в первом районе (юго-западный фланг БРС) эпицентры землетрясений рассеяны по территории, в то время как в пределах второго (центральная часть БРС) и третьего (северо-восточный фланг БРС) эпицентры концентрируются в единые полосы северо-восточного и субширотного простираний соответственно. Плотность эпицентров сейсмических событий наиболее высока в третьем районе. На наиболее крупном масштабе рассмотрены зоны основных разломов и близкие к ним по размерам площадки $100 \times 100 \text{ км}^2$ и $200 \times 200 \text{ км}^2$.

Материалы для диссертационного исследования взяты из «Каталога землетрясений Прибайкалья», представленного в стандартном формате группой сводной обработки БФ ФИЦ ЕГС РАН [<http://www.seis-bykl.ru>] по официальным запросам от ИЗК СО РАН. Кроме того, в работе используются данные о землетрясениях, зарегистрированных на территории Байкальского региона Алтае-Саянским филиалом Федерального

исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (АСФ ФИЦ ЕГС РАН) [<http://www.asgsr.ru>]. Декластеризация каталога не проводилась, поскольку сейсмомиграции могут существовать как в эпицентральной поле рассеянных толчков, так и в группах землетрясений (см. разд. 2.1) [Викулин и др., 2012]. «Каталог землетрясений Прибайкалья» содержит как записи тектонических землетрясений, так и информацию о промышленных взрывах, производимых при народно-хозяйственном освоении региона. При этом по сейсмограммам отличить промышленные взрывы от тектонических землетрясений затруднительно [Голенецкий, 2001], а информация о времени и месте проведения взрывов не фиксировалась в официальных документах. Поэтому в настоящее время не существует единой методики исключения взрывов из «Каталога землетрясений Прибайкалья», но известно, что промышленные взрывы концентрируются вблизи некоторых населенных пунктов и происходят в основном в дневное время [Голенецкий, 2001; Семинский, Радзиминович, 2007]. Основываясь на этих свойствах пространственно-временного распределения взрывов, а также учитывая изменение чисел событий во времени, нами исключены возможные взрывы из каталога.

Таким образом, при определении и выделении цепочек землетрясений в работе использованы данные о 52155 представительных землетрясениях с энергетическим классом $K_p \geq 8$, зарегистрированных с 1964 по 2013 годы на территории Байкальского региона (рис. 3.1). На картах эпицентров (рис. 3.1 а) и изолиний плотности эпицентров землетрясений в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$ (рис. 3.1 б) видно, что сейсмические события концентрируются в виде полос преимущественно северо-восток-юго-западной ориентации, соответствующей простиранию основных разломов БРС. Локальные группы повышенной плотности эпицентров толчков формируются в результате афтершоковой и роевой деятельности. На вставке А рис. 3.1 а представлены графики количества землетрясений в год N в различных диапазонах энергетических классов. Видно, что количества землетрясений в год варьируют, основные максимумы N в 1991–1992 и 1999 годах обусловлены афтершоками Бусийнгольского (27.12.1991; $K_p = 16.2$, $M_S = 6.5$; $\varphi =$

50.98° с. ш., $\lambda = 98.08^\circ$ в. д.), Южно-Байкальского (25.02.1999; $K_p = 14.6$, $M_w=6.0$; $\varphi = 51.64^\circ$ с. ш., $\lambda = 104.82^\circ$ в. д.) и Кичерского (21.03.1999; $K_p = 14.5$, $M_w=5.7$; $\varphi = 55.83^\circ$ с. ш., $\lambda = 110.34^\circ$ в. д.) землетрясений и выделяются в различных диапазонах энергетических классов.

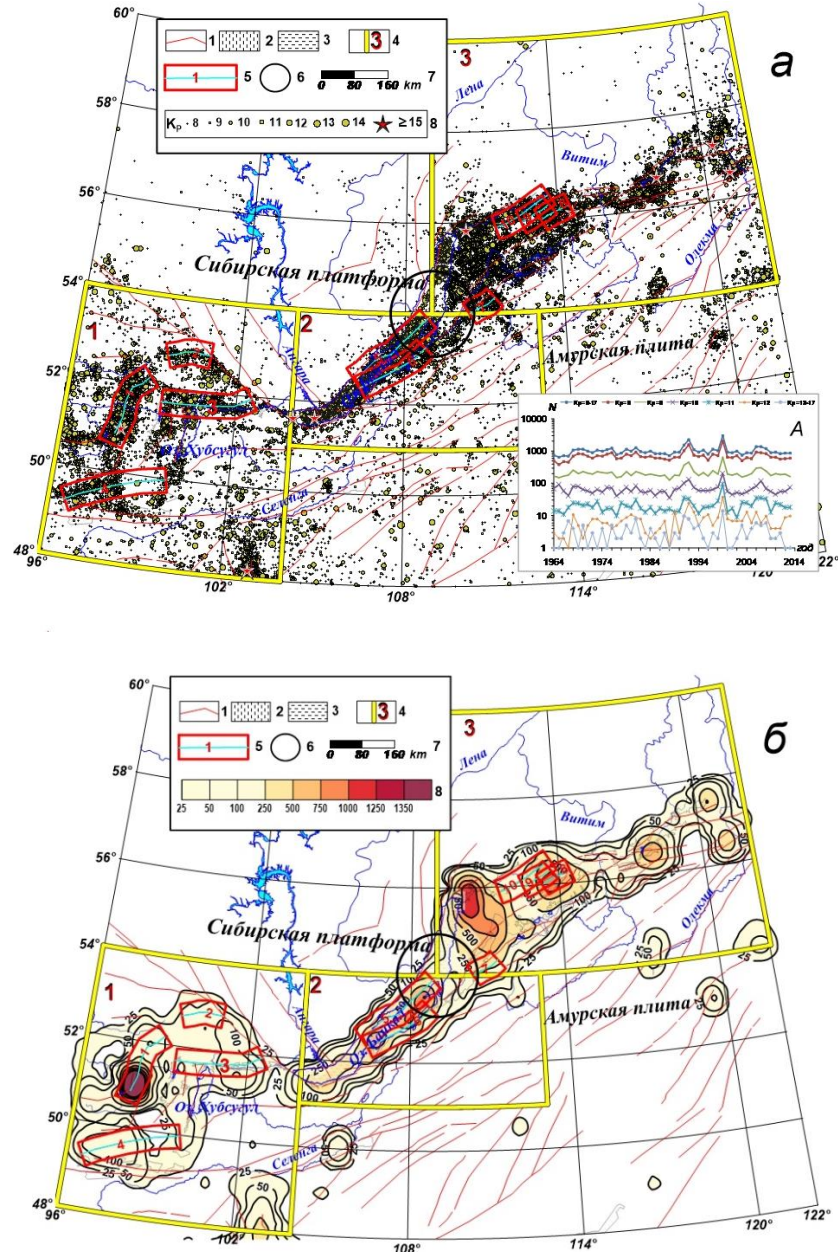


Рисунок 3.1. Карта эпицентров (а) и изолиний плотности эпицентров (б) 52155 землетрясений Байкальского региона с $K_p \geq 8$ (1964-2013 годы).

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – границы и номера районов, 5 – границы и номера зон основных разломов, 6 – площадка круглой формы радиусом $R = 100$ км (центр круга имеет координаты $\varphi = 54.0^\circ$ с. ш., $\lambda = 109.0^\circ$ в. д.), 7 – масштабная линейка, 8 – эпицентры землетрясений представительных энергетических классов (а), шкала плотности эпицентров в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$ (б). На вставке А рисунка а приведены графики количеств N землетрясений региона в год с $K_p \geq 8$ и выборки толчков отдельных классов.

В табл. 3.1 дано распределение чисел представительных землетрясений региона и трех районов по энергетическим классам K_p . Определены наклоны графика повторяемости γ землетрясений и его стандартное отклонение σ_γ , которые изменяются от $\gamma = -0.46 \pm 0.01$ (первый район) до $\gamma = -0.52 \pm 0.02$ (третий район), характеризую некоторые различия сейсмического процесса. В таблице 3.2 приведены числа землетрясений региона и трех районов, используемых для определения и выделения цепочек землетрясений в различных диапазонах энергетических классов. Небольшое различие в числах землетрясений обусловлено тем, что из выборок данных табл. 3.2 исключены толчки, последовательные во времени (происходящие друг за другом) и имеющие совпадающие географические координаты эпицентров: в выборку входит только первый по времени толчок, учитываемый при определении и выделении цепочки землетрясений.

Таблица 3.1

Распределение количества представительных землетрясений региона и трех районов по энергетическим классам K_p

K_p	≥ 8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	γ	σ_γ
Байкальский регион													
Регион	52155	36303	10841	3396	1073	380	111	42	4	4	1	-0.51	0.02
Районы													
Первый	13792	9375	3015	922	313	113	39	13	0	1	1	-0.46	0.01
Второй	9827	6938	1947	628	195	91	17	9	1	1	0	-0.5	0.02
Третий	26067	18358	5359	1644	490	150	44	18	2	2	0	-0.52	0.02

Таблица 3.2

Данные о выборках землетрясений региона и трех районов, используемых для выделения цепочек землетрясений в различных диапазонах энергетических классов

K_p	≥ 8	8	9	10	11	12	≥ 13
Байкальский регион							
Регион	51811	36110	10798	3378	1068	378	162
Районы							
Первый	13728	9344	3004	916	311	113	54
Второй	9766	6909	1941	625	194	90	28
Третий	25814	18209	5327	1632	488	149	66

3.2. Пространственно-временное, азимутальное и энергетическое распределение цепочек землетрясений

По описанной в главе 2 методике было осуществлено определение и выделение цепочек землетрясений в секторах допустимой нелинейности $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$ от

азимута на эпицентр. Выбор таких секторов допустимой нелинейности цепочек обусловлен тем, что выделяемые цепочки должны быть квазилинейными. Оптимальность выбранных размеров сектора определяется разностями глубин землетрясений в цепочке и углами падения поверхности разлома. Если толчки в цепочке землетрясений произошли на одной глубине, то эпицентры толчков будут смещены относительно линии разлома на поверхности на одинаковую величину при любом угле падения разлома, т.е. представлять квазилинейную последовательность событий – цепочку. Если гипоцентры толчков в цепочке землетрясений расположены на разных глубинах, то эпицентры будут смещены относительно линии разлома на разные расстояния, зависящие от угла падения этого разлома. Так при разности глубин гипоцентров толчков в 20 км и угле падения разлома 45° их относительное отклонение от линейности составит 20 км. При расстоянии между этими толчками в 100 км они формируют цепочку землетрясений при $q \approx 20^\circ$, а при расстоянии в 200 км – $q \approx 10^\circ$. Чем больше угол падения разлома, тем меньше будет относительное отклонение эпицентров от линейности и при угле около 90° отклонение минимально. Известно, что углы падения сейсмоактивных разломов в БРС имеют максимум распределения в диапазоне $50\text{--}60^\circ$ при среднем значении $53 \pm 18^\circ$ [Ключевский, 2014; Демьянович, Ключевский, 2018; <http://activetectonics.ru>]. Большинство разломов БРС, ограничивающих крупные впадины, имеют длину более 150 км [Демьянович и др., 2007], т.е. оптимальным для определения и выделения цепочек землетрясений, произошедших на разных глубинах, можно принять значение углового сектора $q=10^\circ$ и $q=20^\circ$. Основные результаты диссертации представлены для цепочек землетрясений, выделенных при $q = 10^\circ$. В ряде случаев для сопоставления приведены материалы, полученные при $q = 20^\circ$, но эти случаи оговариваются. Минимальным количеством землетрясений в цепочке выбрано $n=3$, однако, разработанная методика позволяет выделять цепочки, состоящие из значительно большего числа толчков. Выбранное ограничение можно обосновать, во-первых, рассмотрением различных масштабных уровней Байкальского региона, во-вторых – относительно малым количеством сильных

землетрясений, в-третьих – математически, поскольку «цепочка» из любых двух последовательных толчков выделится всегда, даже при использовании сектора допустимой нелинейности $q=0^\circ$ (через любые две точки можно провести прямую). Определенные и выделенные в каждой из территорий цепочки землетрясений охарактеризованы по отдельности и в совокупности числом цепочек, их плотностью, ориентацией, диапазоном энергических классов толчков в цепочке, углом наклона графика распределения цепочек по классам, распределением количества цепочек по годам в разных диапазонах классов и другими параметрами и характеристиками.

3.2.1. Байкальский регион

На рис. 3.2 приведена карта-схема сетки «векторов» последовательных эпицентров 4078 толчков с $K_p \geq 8$, зарегистрированных в регионе с января 1964 по февраль 1969 года. Она формируется соединением прямой линией эпицентров последовательных во времени землетрясений. На карте-схеме хорошо видна пространственно-временная азимутальная организация сейсмичности – имеются особенности в распределении азимутов эпицентров, которые выделяются в виде темных полос повышенной концентрации линий северо-восток-юго-западной направленности, соответствующей ориентации основных сейсмоактивных разломов и изолиний на карте плотности эпицентров землетрясений (см. рис. 3.1). Линии другой ориентации представлены незначительно.

Определение и выделение цепочек землетрясений проводилось по выборкам землетрясений в разных диапазонах энергических классов: $K_p \geq 8$, $K_p = 8$, $K_p = 9$, $K_p = 10$, $K_p = 11$, $K_p = 12$ и $K_p \geq 13$. Информация о выделенных цепочках землетрясений в регионе представлена в табл. 3.3. Видно, что с увеличением углового сектора допустимой нелинейности в два раза с $q = 10^\circ$ до $q = 20^\circ$ число определенных и выделенных цепочек почти во всех диапазонах энергических классов возрастает примерно в два раза. Если принять во внимание что подобная картина наблюдалась для цепочек имитационных событий (см. главу 2), то очевидно это связано с пропорциональным ростом числа толчков в секторах допустимой нелинейности. Исключение составляют сильные землетрясения с

$K_p \geq 13$, число цепочек которых увеличилось незначительно при увеличении углового сектора. Это может быть обусловлено как относительно небольшим числом сильных сейсмических событий в регионе (см. табл. 3.1, 3.2), так и их квазилинейным расположением в эпицентральной поле сейсмичности, приближенном к разломам. Подавляющее большинство цепочек, выделенных в секторе $q = 10^\circ$, состоят из $n = 3$ толчков ($N_c = 2120$, остальные 52 цепочки имеют $n = 4$ толчка. При расширении сектора до значения $q = 20^\circ$ число цепочек из $n = 3$ землетрясений возросло до $N_c = 4196$ цепочек из $n = 4$ выделено $N_c = 148$, а также выявлено $N_c = 5$ цепочек, состоящих из $n = 5$ землетрясений. Наклоны распределения количества цепочек по классам на уровне трех стандартных отклонений σ представлены в табл. 3.3.

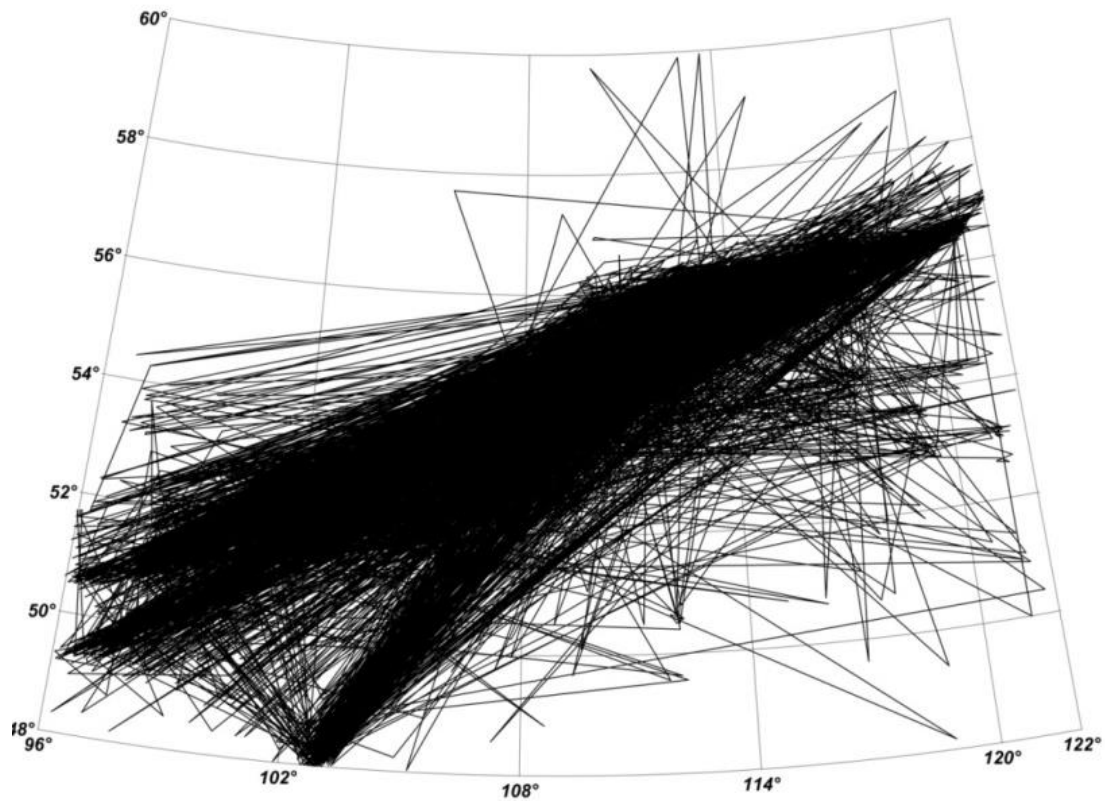


Рисунок 3.2. Карта-схема сетки «векторов» последовательных 4078 землетрясений региона с $K_p \geq 8$ (январь 1964 – февраль 1969 года).

Таблица 3.3

Распределение количеств цепочек землетрясений региона, выделенных в разных диапазонах классов

K_p	≥ 8	8	9	10	11	12	≥ 13	наклон	σ
$q = 10^\circ$	2172	1559	466	130	59	16	9	-0.46	0.02
$q = 20^\circ$	4349	3118	930	271	97	33	14	-0.47	0.01

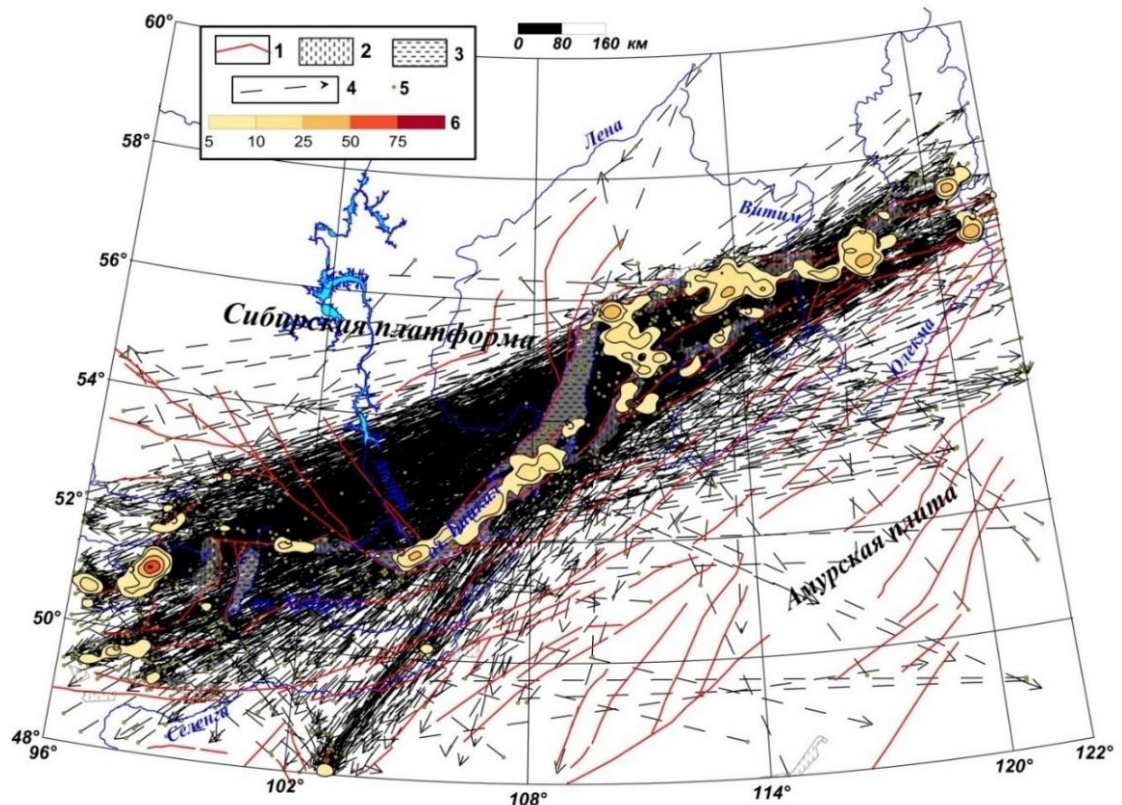


Рисунок 3.3. Карта расположения и ориентации 2172 цепочек землетрясений в земной коре Байкальского региона.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – «векторы» цепочек землетрясений, 5 – эпицентры первых землетрясений в цепочке с $K_p \geq 8$, 6 – шкала изолиний плотности эпицентров первых землетрясений (N) в цепочках в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$.

На рис. 3.3 представлена карта расположения и ориентации 2172 цепочек землетрясений, выделенных в регионе при $q = 10^\circ$. Цепочки показаны в виде «векторов» от эпицентра первого землетрясения цепочки к последнему, а изолинии плотности цепочек в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$ построены по первым толчкам в цепочке, указывающим место «зарождения» цепочки. Наибольшая плотность соответствует зоне современной деструкции земной коры БРС или зоне повышенной трещиноватости земной коры [Ружич, 1997; Шерман, 2017]. На карте видно, что азимуты цепочек коррелируют с расположением и северо-восток-юго-западной ориентацией основных сейсмоактивных разломов [Ключевский, Какоурова, 2019; Какоурова, Ключевский, 2020]. Прослеживается генеральная северо-восток-юго-западная (и обратная) ориентация «векторов» цепочек землетрясений. Эта ориентация соответствует сетке «векторов» последовательности

землетрясений на рис. 3.2 и общему простираанию изолиний эпицентрального поля региональной сейсмичности и систем активных разломов на рис. 3.1.

На рис. 3.4 представлены гистограммы и розы-диаграммы распределения количеств цепочек N_c по азимутам α . Видно, что распределение имеет максимумы количеств цепочек в двух узких диапазонах азимутов: $50 - 60^\circ$ и $250 - 260^\circ$ (северо-восток–юго-западное направление) для полной выборки данных и для выборок отдельных классов толчков. Можно отметить, что числа цепочек западного и восточного направлений почти совпадают (1094 и 1078 для полной выборки). Заметим, что при изучении сейсмомиграций сотрудниками ИЗК СО РАН (см. разд. 2.1) были определены как северо-восточные, так и юго-западные «миграции».

На графиках количеств цепочек в год, определенных и выделенных в секторе допустимой нелинейности цепочки $q = 10^\circ$ среди землетрясений с $K_p \geq 8$ и других энергетических классов видно (рис. 3.5), что с ростом энергетического класса толчков количество цепочек уменьшается: основная масса цепочек формируется землетрясениями с $K_p = 8$ и $K_p = 9$. Количество цепочек в разные годы варьирует, а максимумы количеств цепочек в год наблюдаются в 1992 и 1999 годах и коррелируют с максимумами количеств землетрясений в год (см. рис. 3.1 А). Коэффициенты парной линейной корреляции количеств цепочек в год N_c и количеств землетрясений в год N имеют высокие значения для слабых толчков с $K_p = 8$ и $K_p = 9$ и $K_p = 11$ ($\rho \geq 0.54$) и резко падают для землетрясений с $K_p = 10$, $K_p = 12$ и $K_p \geq 13$ ($\rho \leq 0.4$). Можно отметить, что в распределении цепочек землетрясений с $K_p \geq 11$ выделяются 4 группы, между которыми цепочки отсутствуют, а цепочки землетрясений с $K_p = 11 - 12$ иногда предшествуют цепочкам землетрясений более высоких энергетических классов.

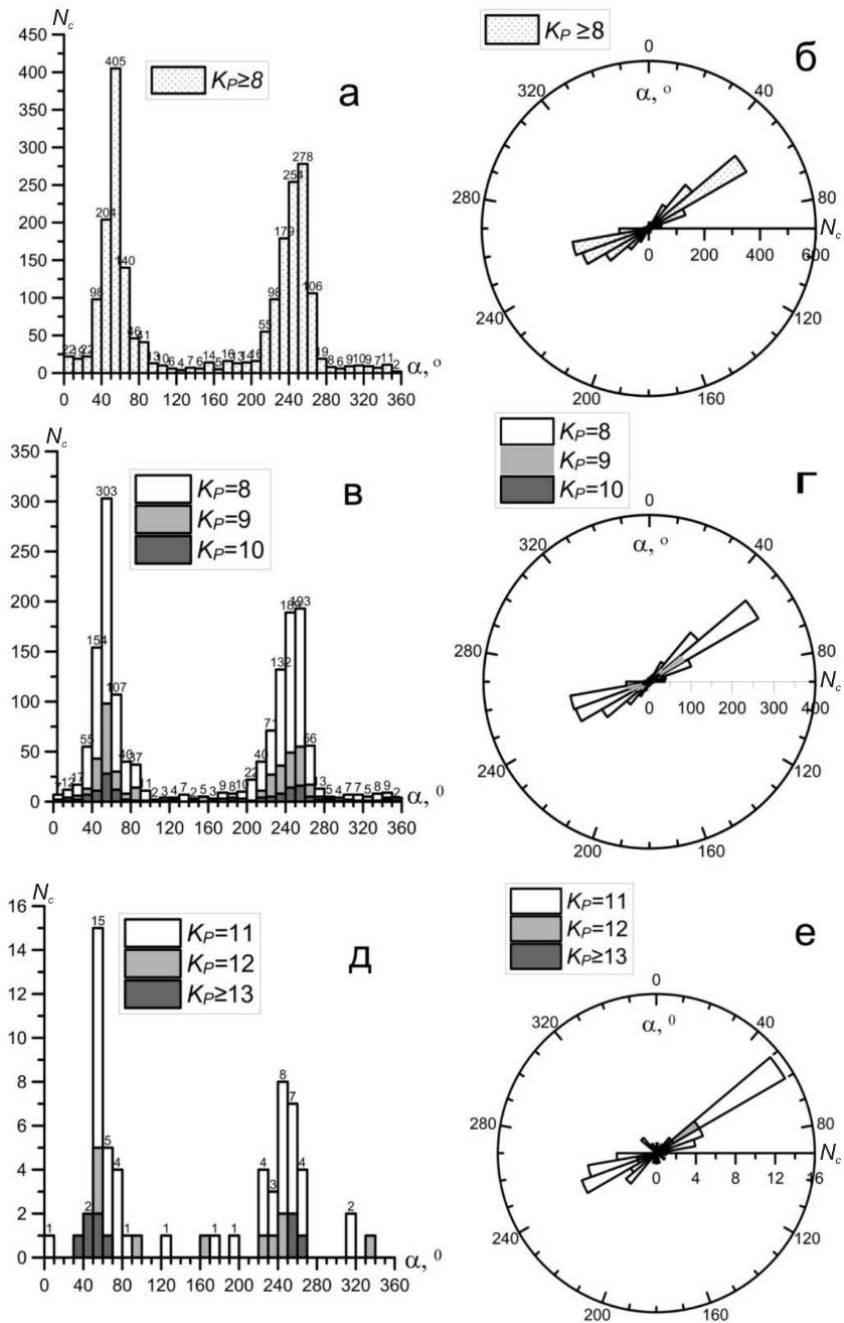


Рисунок 3.4. Гистограммы и розы-диаграммы распределения количеств цепочек землетрясений N_c по азимуту α для полной выборки данных с $K_p \geq 8$ (а, б) и выборок толчков отдельных классов: $K_p = 8, K_p = 9, K_p = 10$ (в, г) и $K_p = 11, K_p = 12, K_p \geq 13$ (д, е).

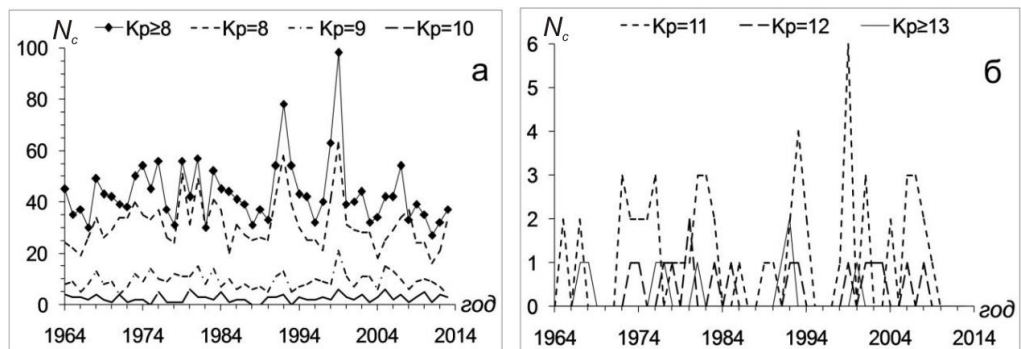


Рисунок 3.5. Графики количеств цепочек землетрясений в год в разных диапазонах K_p . а – $K_p \geq 8, K_p = 8, K_p = 9, K_p = 10$; б – $K_p = 11, K_p = 12, K_p \geq 13$.

Для анализа расстояний между эпицентрами землетрясений в цепочках использовались наиболее многочисленные цепочки, состоящие из трех сейсмических событий. На рис. 3.6. представлены гистограммы распределения количества цепочек N_c по расстояниям r между землетрясениями. Для всех распределений максимальное количество цепочек наблюдается в диапазоне до 100 км, но для распределения общих длин цепочек r_{13} (расстояние от первого до третьего землетрясения) их количество уменьшается. Предполагается, что данный максимум сформирован за счет группирующей сейсмичности и, возможно, ошибок определения координат эпицентров землетрясений. В целом, распределения расстояний между землетрясениями в цепочке (r_{12} и r_{23}) практически повторяют друг друга, значения столбцов гистограммы при увеличении расстояния уменьшаются. При этом для r_{13} происходит перераспределение максимумов в сторону больших расстояний, хотя было бы более логичным ожидать сохранения формы распределения с одновременным увеличением дисперсии распределения и уменьшением количества цепочек в каждом диапазоне значений гистограммы. Частично такая закономерность прослеживается, если представить гистограмму распределения количества цепочек землетрясений по расстояниям в логарифмическом масштабе (рис. 3.7). Распределения r_{12} и r_{23} и распределение r_{13} (рис. 3.7 а) при представлении в таком масштабе становятся бимодальными, и происходит не наблюдавшееся в линейном масштабе закономерное смещение максимумов в сторону больших расстояний. Распределение, соответствующее первому локальному максимуму, является симметричным для всех выборок. В линейном масштабе данное распределение выражено максимумом количества цепочек в диапазоне до 100 км, сформированным главным образом за счет группирующей сейсмичности. Ввиду его симметрии в логарифмическом масштабе, далее в работе проводятся статистические тесты с проверкой гипотезы о логнормальности данного распределения. Распределение, соответствующее второму локальному максимуму, является асимметричным. Далее его анализ будет осуществляться в линейном масштабе. Примерная граница двух распределений или точка перегиба

осредняющей гистограмму кривой, исходя из графика, составляет приблизительно ~ 30 км для расстояний между землетрясениями и ~ 60 км для общей длины цепочки.

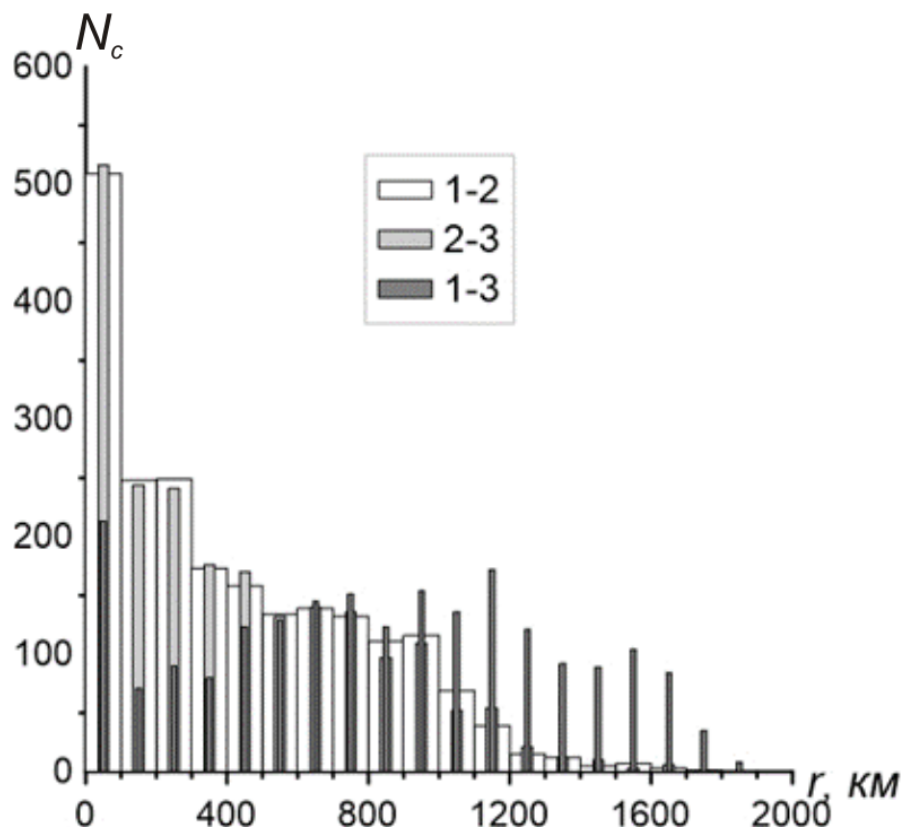


Рисунок 3.6. Гистограммы распределения количеств цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$, выделенных в Байкальском регионе, по расстояниям r между первым и вторым (1-2), вторыми и третьими (2-3) и первыми и третьими (1-3) событиями.

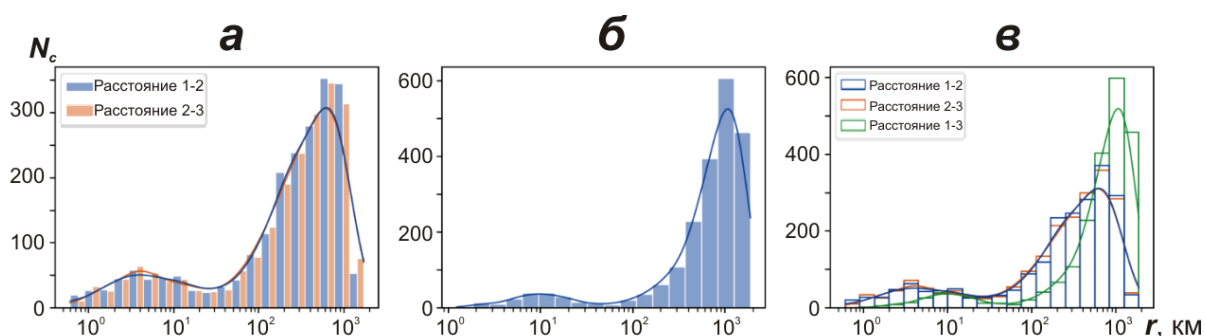


Рисунок 3.7. Гистограммы распределения количеств цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$, выделенных в Байкальском регионе, по расстояниям r и их осредняющие кривые в логарифмическом масштабе. а – для расстояния от первого до второго землетрясения (1-2) и второго до третьего (2-3), б – от первого до третьего толчка цепочки (1-3), в – обобщенная гистограмма.

Для оценки нормальности распределения случайной величины (проверки нулевой гипотезы) использовались комбинированный тест на отклонение от нормального распределения Д'Агостино–Пирсона [D'Agostino, 1971; D'Agostino, Pearson, 1973] и тест

Шапиро-Уилка [Shapiro, Wilk, 1965; Razali, Wah, 2011]. Выбор этих тестов обусловлен тем, что тест Шапиро–Уилка обычно используется для небольших выборок [King, Eckersley, 2019], а тест Д’Агостино–Пирсона предназначен для выборок средних и больших размеров [D’Agostino, 1971]. Оба статистических теста были проведены для распределений, соответствующих первой моде (см. рис. 3.7), с использованием значений логарифма расстояния между землетрясениями и общей длины цепочки. Установлено, что для логарифма значений распределений r_{12} и r_{23} (рис. 3.8) гипотеза о нормальности отклоняется на уровне значимости $\alpha=0.05$ в любом диапазоне расстояний $(0, r]$, где r меняется от 5 до 120 км. Таким образом, распределения r_{12} и r_{23} статистически значимо отличаются от логнормального. Данные отклонения, возможно, связаны с ошибкой определения эпицентров землетрясений. Для распределения же общих длин цепочек r_{13} установлено, что гипотеза о том, что логарифм значений r_{13} распределен нормально не может быть отклонена на уровне значимости $\alpha=0.05$ в диапазоне расстояний $(0, r]$, где r меняется от 36 до 118 км при проведении теста Д’Агостино–Пирсона и от 44 до 85 км при проведении теста Шапиро–Уилка. Однако значения статистик K^2 Д’Агостино–Пирсона и W Шапиро–Уилка наиболее соответствуют теоретическому распределению при длине цепочки до 73 и 68 км соответственно (рис. 3.9 а). Эти значения являются статистическим критерием для того, чтобы отнести цепочку к группирующейся сейсмичности. Однако отметим, что цепочки с длиной более 30 км в данном распределении являются единичными. В этом случае распределение статистически значимо не отличается от логнормального в отличие от расстояний r_{12} и r_{23} , т.к. вся цепочка состоит из трех землетрясений, и общая вероятность значительной ошибки определения эпицентров землетрясений снижается и оказывает меньшее влияние на форму распределения, хотя сама ошибка может возрастать.

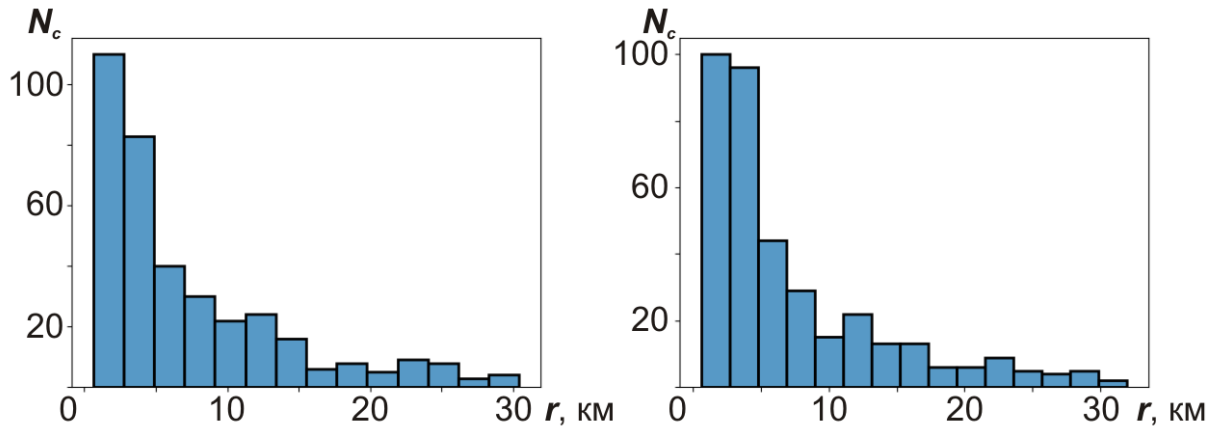


Рисунок 3.8. Гистограммы распределения количества цепочек землетрясений $K_p \geq 8$ N_c по расстояниям r . а – расстояния от первого до второго землетрясения, б – от второго до третьего.

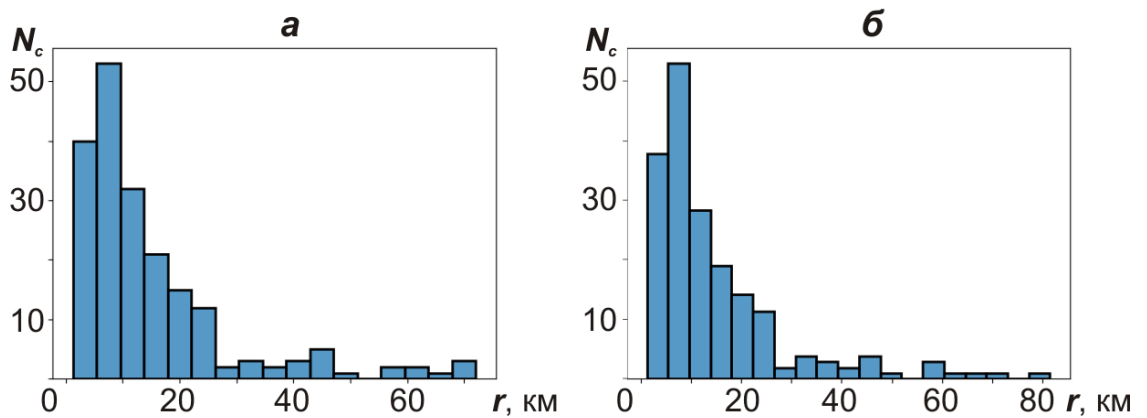


Рисунок 3.9. Гистограммы распределения количества цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$ N_c по расстояниям r_{13} (от первого до третьего землетрясения цепочки). а – при длине цепочки до 73 км, б – при расстоянии между землетрясениями в цепочке до 64 км.

Дополнительно, чтобы исключить несимметричные цепочки, где расстояние между землетрясениями может существенно отличаться, статистические тесты проведены для распределения r_{13} , где критерием служило ограничение расстояний r_{12} и r_{23} между землетрясениями. Установлено, что распределение общих длин цепочек r_{13} статистически значимо не отличается от логнормального в диапазоне расстояний r_{12} и r_{23} $(0, r]$, где r меняется от 27 до 92 км для теста Д’Агостино-Пирсона и от 31 до 79 для теста Шапиро-Уилка соответственно. Но значения статистик K^2 Д’Агостино-Пирсона и W Шапиро-Уилка наиболее соответствуют теоретическому распределению при расстоянии между землетрясениями r_{12} и r_{23} в цепочке меньше 64 и 55 км соответственно, при этом общая длина цепочки достигает 80 и 70 км соответственно (рис. 3.9 б). Это в целом

соответствует и значениям, когда критерием служит вся длина цепочки. Указанные критерии в дальнейшем послужили в работе для выделения цепочек группирующейся сейсмичности, однако отметим, что цепочки длиной более 30 км являются единичными. А наиболее вероятные длины цепочек землетрясений, соответствующих группирующейся сейсмичности, при 68% доверительном интервале составляют от 4 до 24 км для двух рассматриваемых статистических тестов. Отметим, что локальные эпицентральные поля, формирующиеся в разных районах Байкальского рифта в процессе развития афтершоковых последовательностей и крупных роев землетрясений, часто имеют в плане форму, близкую к изометричной, и средние размеры ~15 км [Мишарина, Солоненко, 1990], что совпадает с нашими оценками.

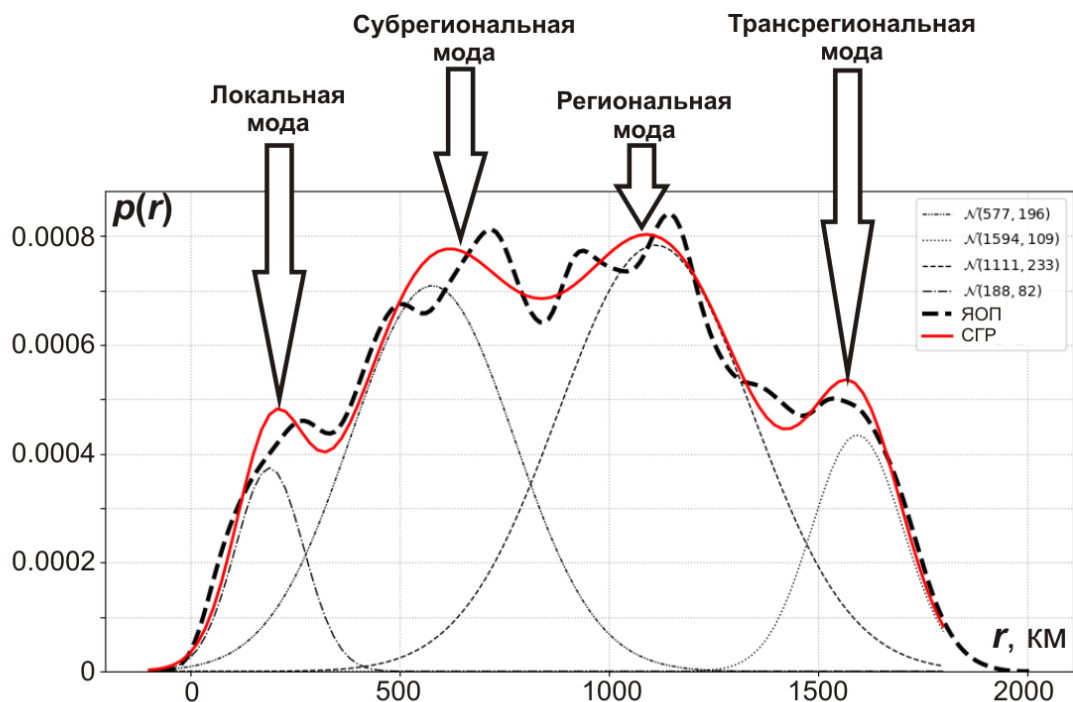


Рисунок 3.10. Ядерная оценка плотности (ЯОП, жирная пунктирная линия) распределения количества цепочек землетрясений N_c по эпицентральному расстояниям r_{13} (от первого до третьего землетрясения цепочки), аппроксимация данных смесью гауссовых распределений (СГР, сплошная жирная линия) и гауссовы распределения, составляющие СГР ($N(\mu, \sigma)$, тонкие линии). а – для первого района, б – для второго района, в – для третьего района.

Далее из общего распределения r_{13} (см. рис. 3.6) были исключены цепочки длиной до 30 км, соответствующие группирующейся сейсмичности, а само распределение было представлено в виде ядерной оценки плотности (рис. 3.10), независимой от выбора

количества столбцов гистограммы, существенно влияющим на форму распределения [Silverman, 1986]. Ширина окна выбиралась согласно правилу Скотта [Scott, 1992], но применялось несколько меньшее значение, т.к. для мультимодальных распределений данное правило имеет тенденцию приводить к излишне сглаженной оценке.

Ядерная оценка плотности показывает, что распределение r_{13} имеет мультимодальный характер (см. рис. 3.10), поэтому для его аппроксимации была использована смесь гауссовых распределений (СГР) [Titterton et al., 1987; Carreira-Perpinan, 1999] – вероятностная модель, которая подразумевает, что все элементы данных порождены смесью конечного числа гауссовых распределений с неизвестными параметрами. Для нахождения неизвестных параметров СГР применялся EM-алгоритм (expectation-maximization) [Dempster, 1977; Бояров, 2019]. Согласно расчетам по данному алгоритму из общего распределения r_{13} выделены четыре основных распределения: с математическими ожиданиями $\mu_1 = 188$ км, $\mu_2 = 577$ км, $\mu_3 = 1111$ км, $\mu_4 = 1594$ км и стандартными отклонениями $\sigma_1 = 82$ км, $\sigma_2 = 196$ км, $\sigma_3 = 233$ км, $\sigma_4 = 109$ км. Эти распределения соответствуют отражению зон деструкции литосферы разных масштабов. Первое распределение с наиболее вероятной длиной цепочки 188 ± 82 км при 68% доверительном интервале, сопоставимой с длиной генерального разлома в Байкальском регионе (80 км и более) [Шерман, 1977] и с размерами блоков земной коры БРС [Мишарина, Солоненко, 1990], условно назовем «локальным». Второе распределение, длина цепочки в 577 ± 196 км которого сопоставима, например, с линейными размерами Байкальской котловины или северо-восточного фланга БРС, условно назовем «субрегиональным». Следующее распределение имеет вероятные длины цепочек 1111 ± 233 км, что соответствует «региональному» уровню, когда землетрясения в цепочке происходят, например, последовательно на одном из флангов и в центральной части БРС. Последнее распределение с длиной цепочки 1594 ± 109 км, сопоставимой с размерами рассматриваемого региона, первое и последнее землетрясения в которой происходят на разных флангах БРС, назовем «трансрегиональным». Существуют и смешанные цепочки,

два землетрясения в которой произошли в группе или на «локальном» расстоянии, а третье, например, на противоположном фланге БРС. Такие цепочки нарушают форму выделенных распределений, создавая дополнительные пики. Отметим также, что четких критериев отнесения цепочки к тому или иному распределению установить не удалось. Распределения, соответствующие «региональной» и «трансрегиональной» моде, на данном этапе исследований могут быть обоснованы лишь математическими закономерностями, обусловленными пространственными размерами области, где происходят землетрясения в цепочке. Цепочки из «локального» и «субрегионального» распределений, а также цепочки, формируемые группирующейся сейсмичностью, более подробно рассматриваются в следующей главе.

Далее в работе рассмотрен характер распределения времен между землетрясениями во всех цепочках, выделенных среди землетрясений с $K_p \geq 8$ на уровне Байкальского региона. Гистограммы распределения количества цепочек по времени приведены на рис. 3.11. Видно, что число цепочек уменьшается с увеличением времени между событиями на уровне Байкальского региона, а соответствующие распределения между первым и вторым событием t_{12} и между вторым и третьим событием t_{23} практически идентичны, так как характеризуют выборки из одной и той же совокупности данных. Для них наблюдается большой наклон левой части экспериментальной гистограммы по сравнению с распределением всего времени реализации цепочки t_{13} .

Для более детального исследования характера распределения разностей времен между землетрясениями использовалась одна из вероятностных моделей – случайный стационарный поток Пуассона, в котором вероятность P появления следующего во времени события через интервал t оценивается соотношением:

$$P = \mu e^{-\mu t} \quad \text{или} \quad P = \frac{1}{\mu^{-1}} e^{-\frac{t}{\mu^{-1}}},$$

где μ^{-1} – средний интервал времени между землетрясениями, принадлежащими анализируемой совокупности данных [Викулин, 2003].

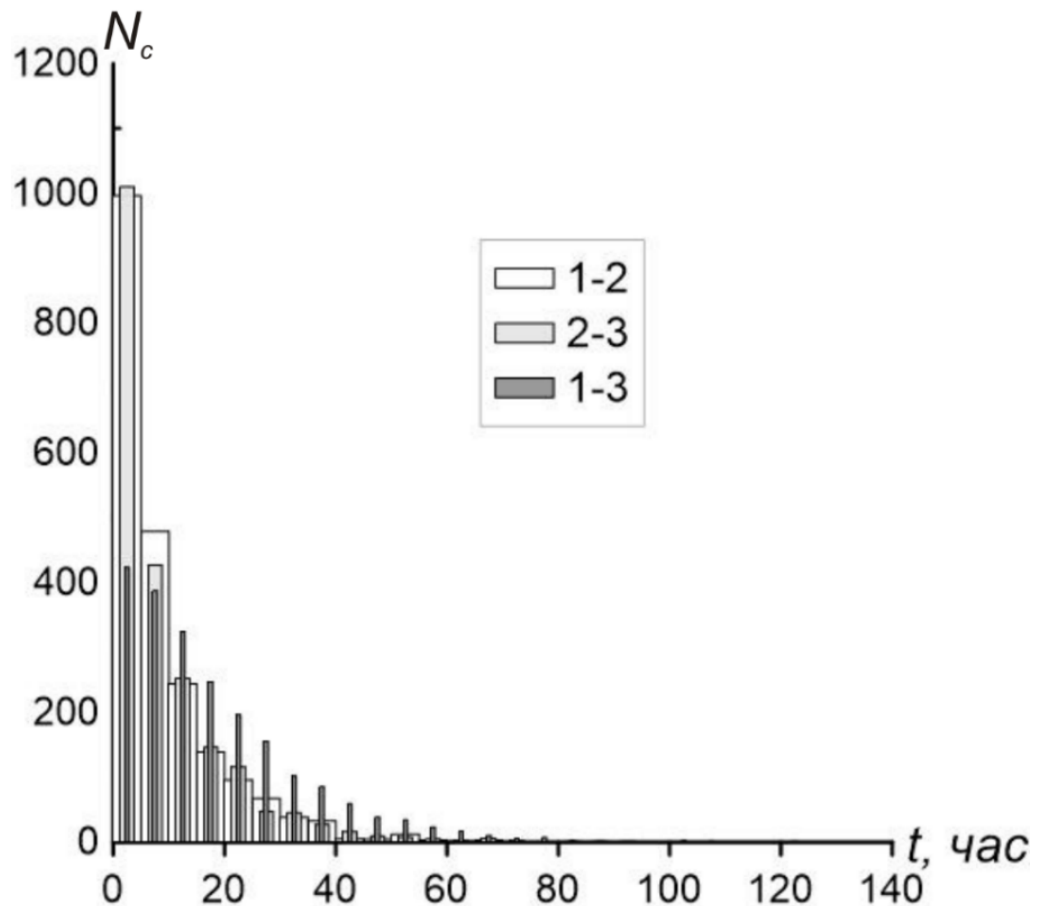


Рисунок 3.11. Гистограммы распределения количества цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$ по времени на уровне Байкальского региона. 1–2 – времена между первым и вторым, 2–3 – времена между вторым и третьим, 1–3 – времена между первым и третьим землетрясениями цепочек.

Для оценки неизвестного параметра μ^{-1} экспоненциального распределения Пуассона, соответствующего статистической модели анализируемой выборки, использовался метод максимального правдоподобия [Le, 1990]. Согласно данному методу для Байкальского региона значение этого параметра составило 8.7 ч для распределения t_{12} , 9.2 ч – для t_{23} и 17.9 ч – для t_{13} . Среднее время реализации цепочки закономерно увеличивается в два раза по сравнению со временем между землетрясениями в ней (рис. 3.12 А1, Б1).

Следующим этапом была проверка эмпирических распределений на соответствие предполагаемой модели с помощью критерия согласия Колмогорова-Смирнова [Kolmogoroff, 1933; Большев, Смирнов, 1983], установившего, что гипотеза о принадлежности выборки экспоненциальному закону распределения отвергается на уровне значимости $\alpha=0.05$ для всех распределений – t_{12} , t_{23} , t_{13} . данное несоответствие

объясняется особенностями афтершокового и форшокового процессов – высокой частотой появления событий.

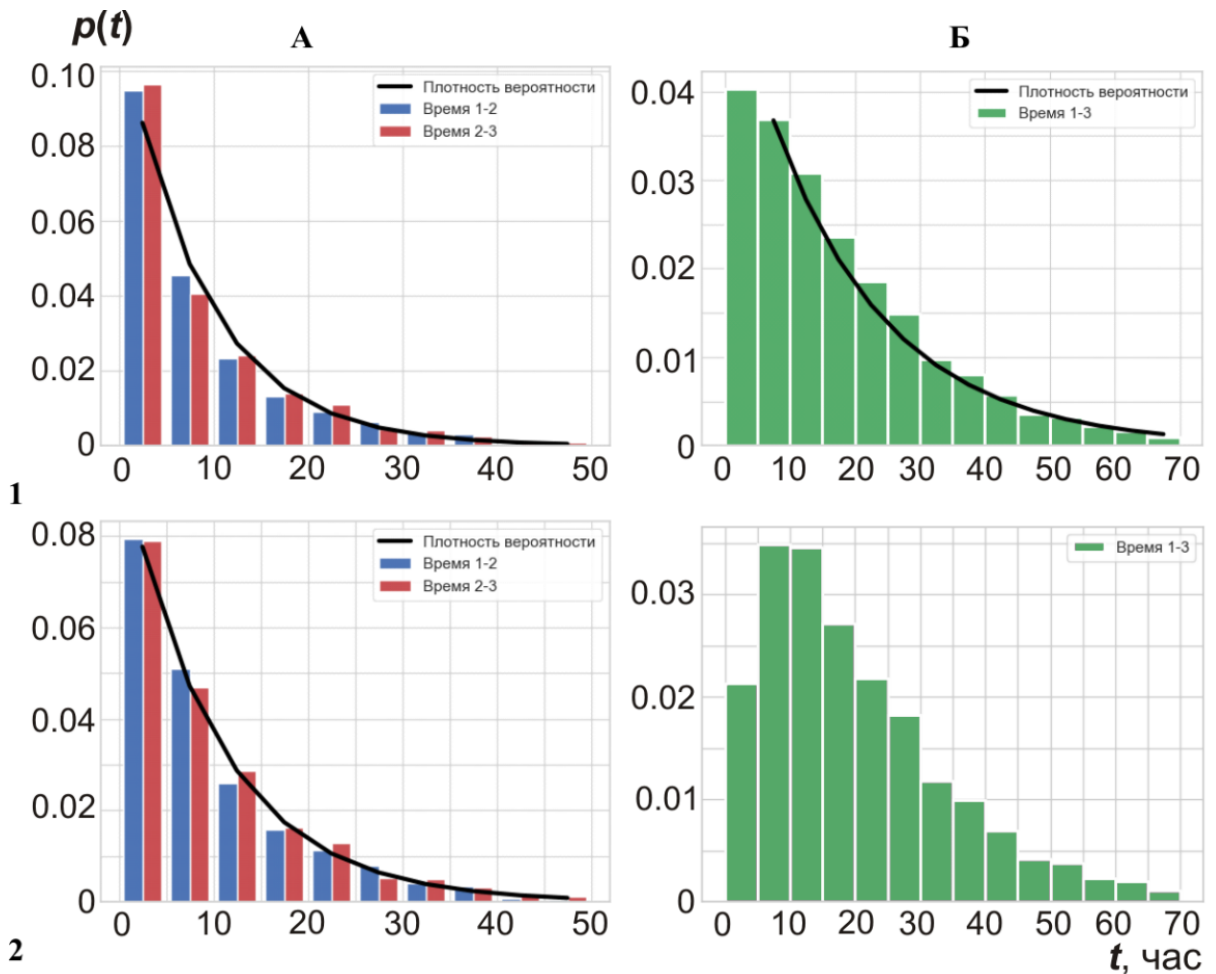


Рисунок 3.12. Нормированные гистограммы распределения времен между землетрясениями с $K_p \geq 8$ в цепочках и график плотности вероятности экспоненциальной Пуассоновской модели с подобранными параметрами (А) и распределение времен между первым и третьим землетрясением цепочки (Б) для Байкальского региона до (1) и после (2) исключения цепочек группирующихся сейсмических событий.

Поэтому для исключения из выборки подобных цепочек применен установленный ранее способ определения группирующейся сейсмичности по расстояниям между землетрясениями. А для более точной оценки использованы непараметрические критерии согласия Колмогорова-Смирнова, Андерсона-Дарлинга и Крамера-Мизеса-Смирнова [Wilcox, 2022; Лемешко, Лемешко, 2009]. В конечном итоге в работе приводится результат, который установлен хотя бы по двум из представленных трех критериев после принятия гипотезы о принадлежности модельному распределению.

Для Байкальского региона распределения t_{12} и t_{23} подчиняются экспоненциальному закону при исключении цепочек, где присутствуют события, расстояния между которыми менее 12 км. Но наибольшее соответствие статистик упомянутых критериев теоретическому экспоненциальному закону распределения наблюдается при исключении цепочек, где хотя бы одно расстояние между событиями составляет менее 60 км для распределения t_{12} и 61 км для распределения t_{23} . Значение параметра $\overline{\mu^{-1}}$ для распределений t_{12} и t_{23} Байкальского региона при таких ограничениях составило 10.12 ч и 10.68 ч (рис. 3.12 А 2). При этом распределение времен реализации цепочек t_{13} не показывает соответствия экспоненциальному закону (рис. 3.12 Б 2), так как значительно уменьшилось количество цепочек продолжительностью до 5 ч. Для удобства значения параметра $\overline{\mu^{-1}}$ сведены в табл. 3.4.

Таблица 3.4

Значения средних интервалов времени между последовательными землетрясениями в цепочках $\overline{\mu_{1-2}^{-1}}$, $\overline{\mu_{2-3}^{-1}}$ и среднего времени между первым и третьим землетрясениями цепочек $\overline{\mu^{-1}}$ для Байкальского региона

Для всей выборки времен между событиями		При ограничении расстояния между событиями	
$\overline{\mu_{1-2}^{-1}}$ ($\overline{\mu_{2-3}^{-1}}$)	$\overline{\mu^{-1}}$	$\overline{\mu_{1-2}^{-1}}$ ($\overline{\mu_{2-3}^{-1}}$)	$\overline{\mu^{-1}}$
8.7 (9.2)	17.9	10.12 (10.68)	–

Анализ пространственно-временных и энергетических распределений цепочек землетрясений в земной коре региона указывает на связь количеств цепочек землетрясений с пространственно-временным и энергетическим распределением землетрясений. На карте расположения и ориентации цепочек землетрясений выделяется зона повышенной концентрации «векторов» цепочек землетрясений, которую можно трактовать как зону современной деструкции земной коры БРС. Максимумы количеств цепочек наблюдаются в двух узких диапазонах азимутов $50 - 60^\circ$ и $250 - 260^\circ$, основная масса цепочек формируется землетрясениями с $K_p = 8$ и $K_p = 9$. При анализе распределений расстояний между землетрясениями в цепочках выделены пять максимумов, соответствующих возможности формирования цепочек на различных масштабных уровнях Байкальского региона. Распределение цепочек по времени между

сейсмическими событиями подчиняется пуассоновской модели при исключении части цепочек, соответствующей группирующейся сейсмичности.

3.2.2. Три района Байкальской рифтовой системы

Определение и выделение цепочек землетрясений в трех районах выполнено таким же образом, как и на масштабном уровне Байкальского региона. Характеристики выборок исходных данных для районов представлены в табл. 3.1, 3.2, а в табл. 3.5. приведены числа определенных и выделенных цепочек землетрясений полной выборки данных и в различных диапазонах энергетических классов толчков. Материалы табл. 3.5 показывают, что при увеличении углового сектора допустимой нелинейности цепочки в два раза происходит рост числа цепочек сейсмических событий примерно в два раза. Такое увеличение можно объяснить теми же причинами, что и для региона – пропорциональным ростом числа толчков в секторе допустимой нелинейности. Для землетрясений с $K_p \geq 11$ эта закономерность нарушается во втором районе. Наклоны распределения цепочек приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5

Распределение количеств цепочек землетрясений по энергетическим классам

K_p	≥ 8	8	9	10	11	12	≥ 13	наклон	σ
Первый район									
$q = 10^\circ$	325	222	86	21	4	2	1	-0.49	0.04
$q = 20^\circ$	670	449	168	48	10	5	3	-0.46	0.04
Второй район									
$q = 10^\circ$	487	346	95	34	15	0	3	-0.4	0.03
$q = 20^\circ$	916	634	177	59	23	8	2	-0.48	0.01
Третий район									
$q = 10^\circ$	942	651	191	58	23	7	2	-0.49	0.01
$q = 20^\circ$	1863	1306	376	126	42	11	4	-0.5	0.01

Детальная информация о цепочках землетрясений, определенных и выделенных в трех районах при секторах $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$ приведена в табл. 3.6. Соотношения чисел цепочек землетрясений в двух секторах допустимой нелинейности схожи с такими соотношениями для Байкальского региона. Видно, что при увеличении q в два раза число цепочек возрастает примерно в два раза. Число цепочек из $n = 3$ землетрясений почти на два порядка выше, чем цепочек из $n = 4$ толчков. Цепочки из $n = 5$ землетрясений

единичны и выделяются при $q = 10^\circ$ во втором районе и при $q = 20^\circ$ во втором и третьем районах. Одна цепочка из $n = 6$ толчков выделена во втором районе.

Карта расположения и ориентации цепочек землетрясений, выделенных в эпицентральном поле трех районов, приведена на рис. 3.13. Видно, что второй и третий районы отличаются от первого по расположению и ориентации цепочек землетрясений. В первом районе «векторы» цепочек не концентрируются, а рассредоточены по территории в различных азимутах, в то время как во втором и в третьем районах полосы цепочек концентрируются вдоль рифтовых структур в северо-восток – юго-западном направлении

Таблица 3.6

Распределение цепочек землетрясений трех районов по числу толчков в цепочке

K_p	≥ 8	8	9	10	11	12	≥ 13
$q = 10^\circ$							
Первый район							
$n = 3$	319	219	85	21	4	2	1
$n = 4$	6	3	1	0	0	0	0
Второй район							
$n = 3$	478	341	91	34	14	0	3
$n = 4$	9	4	3	0	1	0	0
$n = 5$	0	1	1	0	0	0	0
Третий район							
$n = 3$	925	644	185	58	23	7	2
$n = 4$	17	7	6	0	0	0	0
$q = 20^\circ$							
Первый район							
$n = 3$	655	438	166	47	10	5	3
$n = 4$	15	11	2	1	0	0	0
Второй район							
$n = 3$	877	609	169	56	19	8	1
$n = 4$	38	24	7	2	4	0	1
$n = 5$	1	1	0	1	0	0	0
$n = 6$	0	0	1	0	0	0	0
Третий район							
$n = 3$	1810	1278	363	122	41	11	4
$n = 4$	52	28	13	4	1	0	0
$n = 5$	1	0	0	0	0	0	0

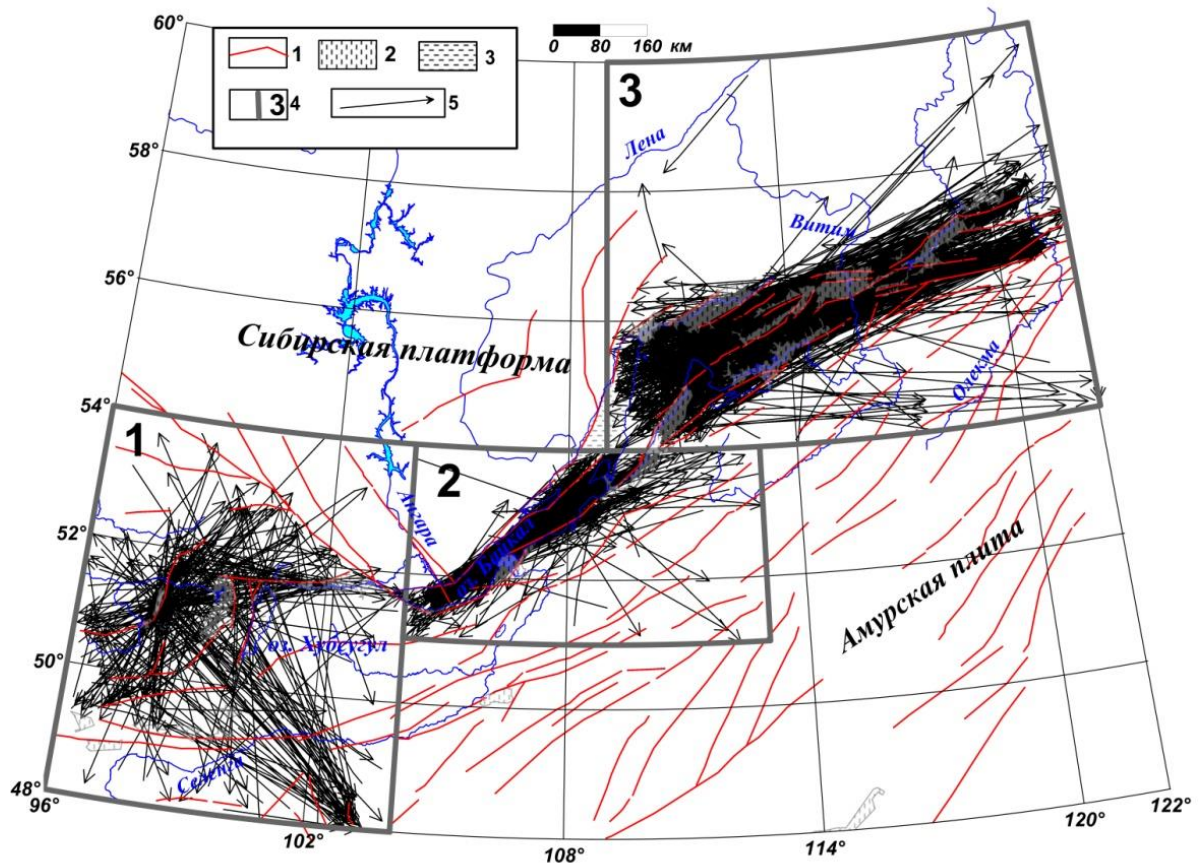


Рисунок 3.13. Карта расположения и ориентации цепочек землетрясений в земной коре трех районов (1–3). 1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – границы и номера районов, 5 – «векторы» цепочек землетрясений.

На рис. 3.14–3.16 приведены гистограммы и розы-диаграммы распределения количеств цепочек землетрясений по азимуту α в трех районах. В первом районе азимуты цепочек землетрясений распределены по всем направлениям и нет явного преобладания количеств цепочек в каком-либо азимуте; небольшое доминирование в $\alpha = 40^\circ - 50^\circ$ имеют цепочки землетрясений с $K_p = 8$ (рис. 3.14 в, г). Обращает на себя внимание то, что практически все цепочки сильных землетрясений с $K_p \geq 11$ направлены на юг (рис. 3.14 е).

Во втором районе азимуты цепочек землетрясений различных классов имеют распределения в двух узких диапазонах азимутов: $\alpha = 40 - 50^\circ$ и $\alpha = 230 - 240^\circ$ (рис. 3.13). Можно отметить, что количества цепочек с компонентой западного и восточного направлений почти совпадают: 245 и 242 для полной выборки с $K_p \geq 8$.

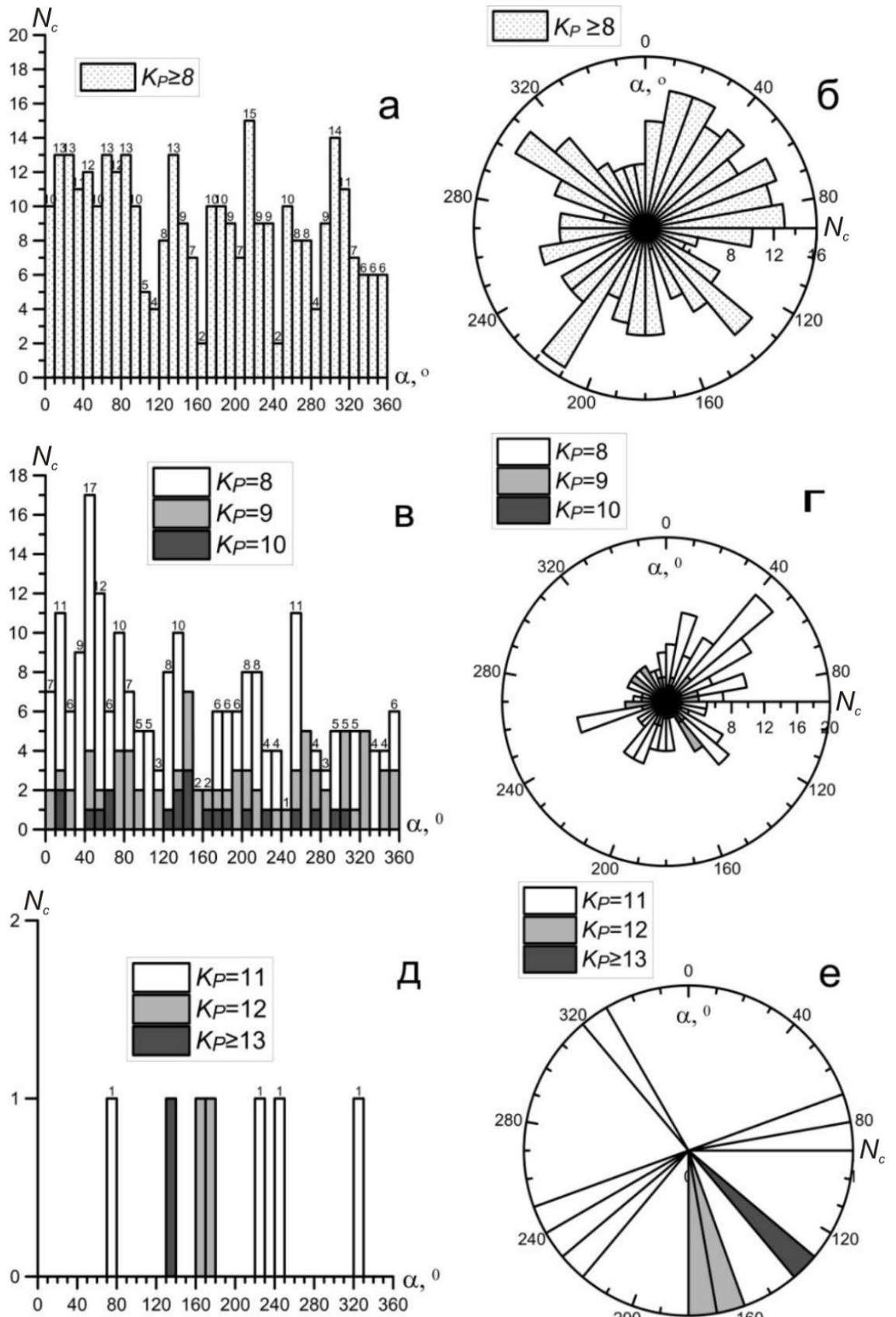


Рисунок 3.14. Гистограммы и розы-диаграммы распределения количества цепочек землетрясений N_c первого района по азимуту α для полной выборки данных с $K_p \geq 8$ (а, б) и выборки толчков отдельных классов: $K_p = 8, K_p = 9, K_p = 10$ (в, г) и $K_p = 11, K_p = 12, K_p \geq 13$ (д, е).

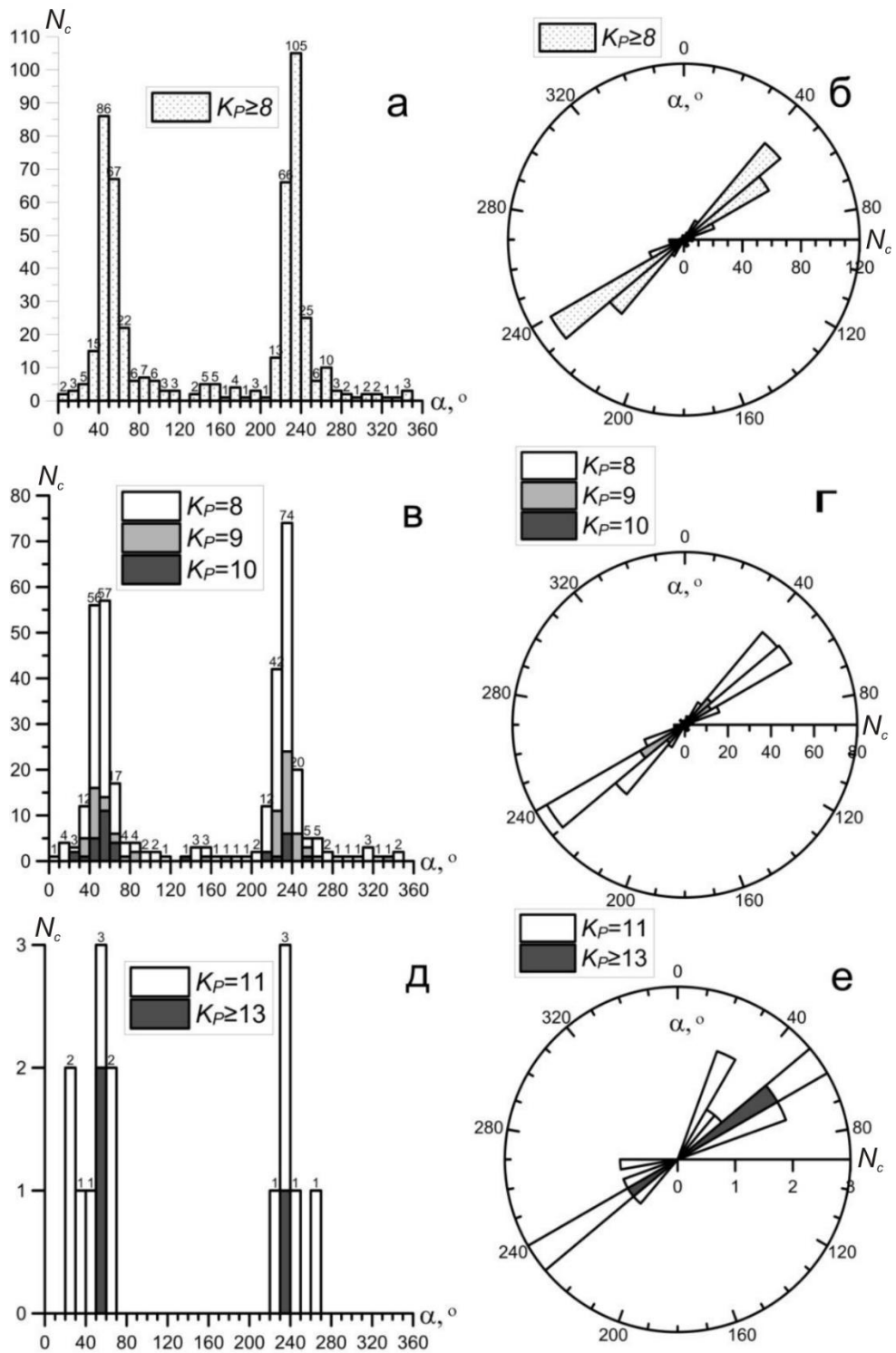


Рисунок 3.15. Гистограммы и розы-диаграммы распределения количеств цепочек землетрясений N_c второго района по азимуту α для полной выборки данных с $K_p \geq 8$ (а, б) и выборок толчков отдельных классов: $K_p = 8$, $K_p = 9$, $K_p = 10$ (в, г) и $K_p = 11$, $K_p \geq 13$ (д, е).

В третьем районе распределения количеств цепочек по азимутам также имеют максимумы в двух узких диапазонах $\alpha = 60 - 70^\circ$ и $\alpha = 260 - 270^\circ$ (рис. 3.16). Количества цепочек с западной и восточной компонентой почти совпадают (452 и 490 для полной выборки). Во втором и третьем районах распределения по азимутам количеств

цепочек сильных землетрясений совпадают с распределениями цепочек слабых толчков. В целом распределение цепочек по азимутам соответствует расположению эпицентров толчков в районах (см. рис. 3.1) и карте-схеме «векторов» цепочек землетрясений (см. рис. 3.13).

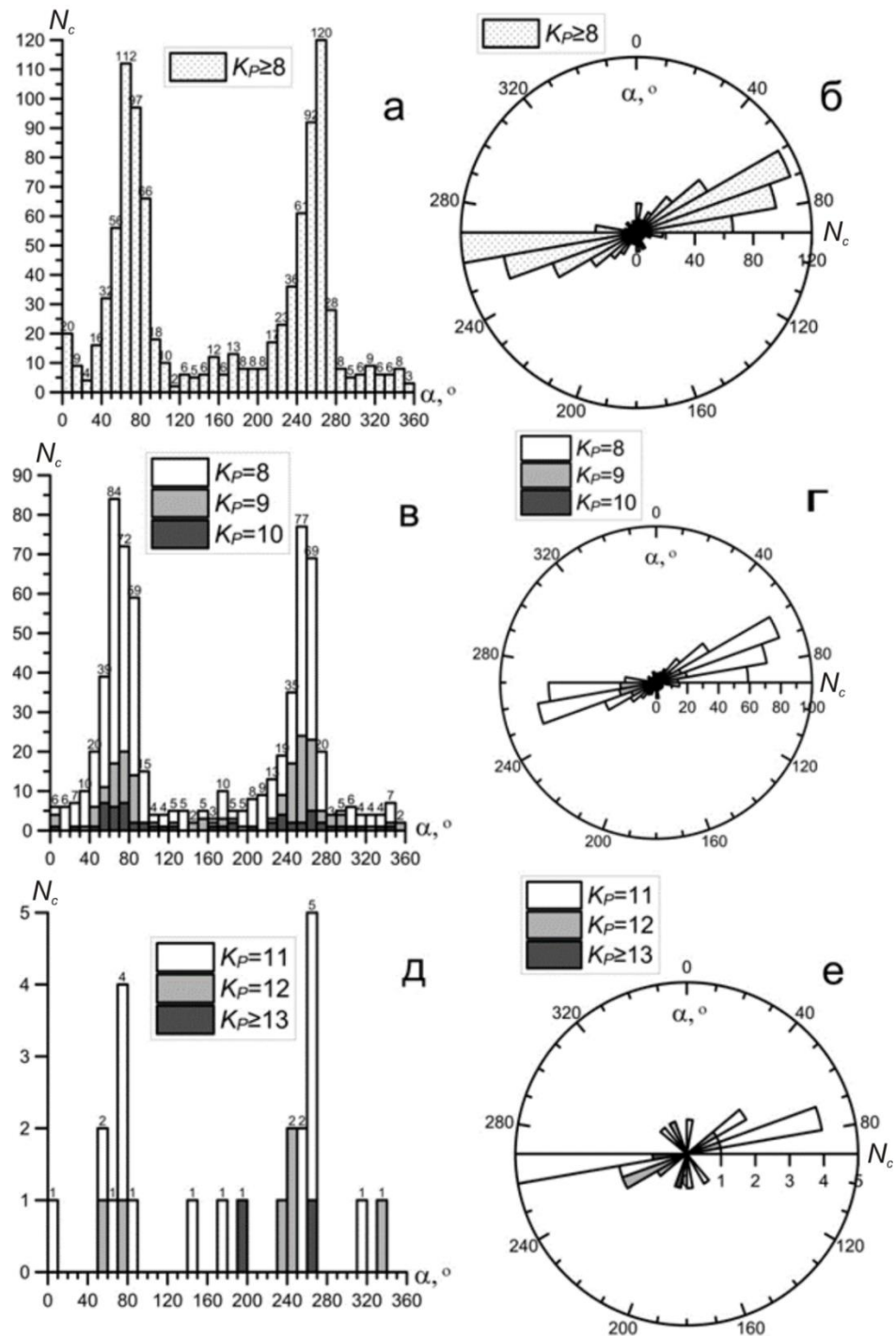


Рисунок 3.16. Гистограммы и розы-диаграммы распределения количества цепочек землетрясений N_c третьего района по азимуту α для выборки данных с $K_p \geq 8$ (а, б) и выборок толчков отдельных классов: $K_p = 8$, $K_p = 9$, $K_p = 10$ (в, г) и $K_p = 11$, $K_p = 12$, $K_p \geq 13$ (д, е).

На рис. 3.17 приведены графики количеств цепочек землетрясений в год в трех районах. Как и в регионе, в районах количества цепочек изменяются по годам, принимая максимальные значения в начале и конце 1990-х годов. Большинство цепочек землетрясений формируется слабыми сейсмическими событиями, а цепочки слабых толчков иногда предшествуют цепочкам сильных землетрясений. Коэффициенты корреляции годовых количеств землетрясений N и годовых количеств цепочек N_c имеют высокое значение $\rho \approx 0.8$ в первом районе, в других районах $\rho \leq 0.64$. Во всех районах отмечается снижение ρ с ростом K_p .

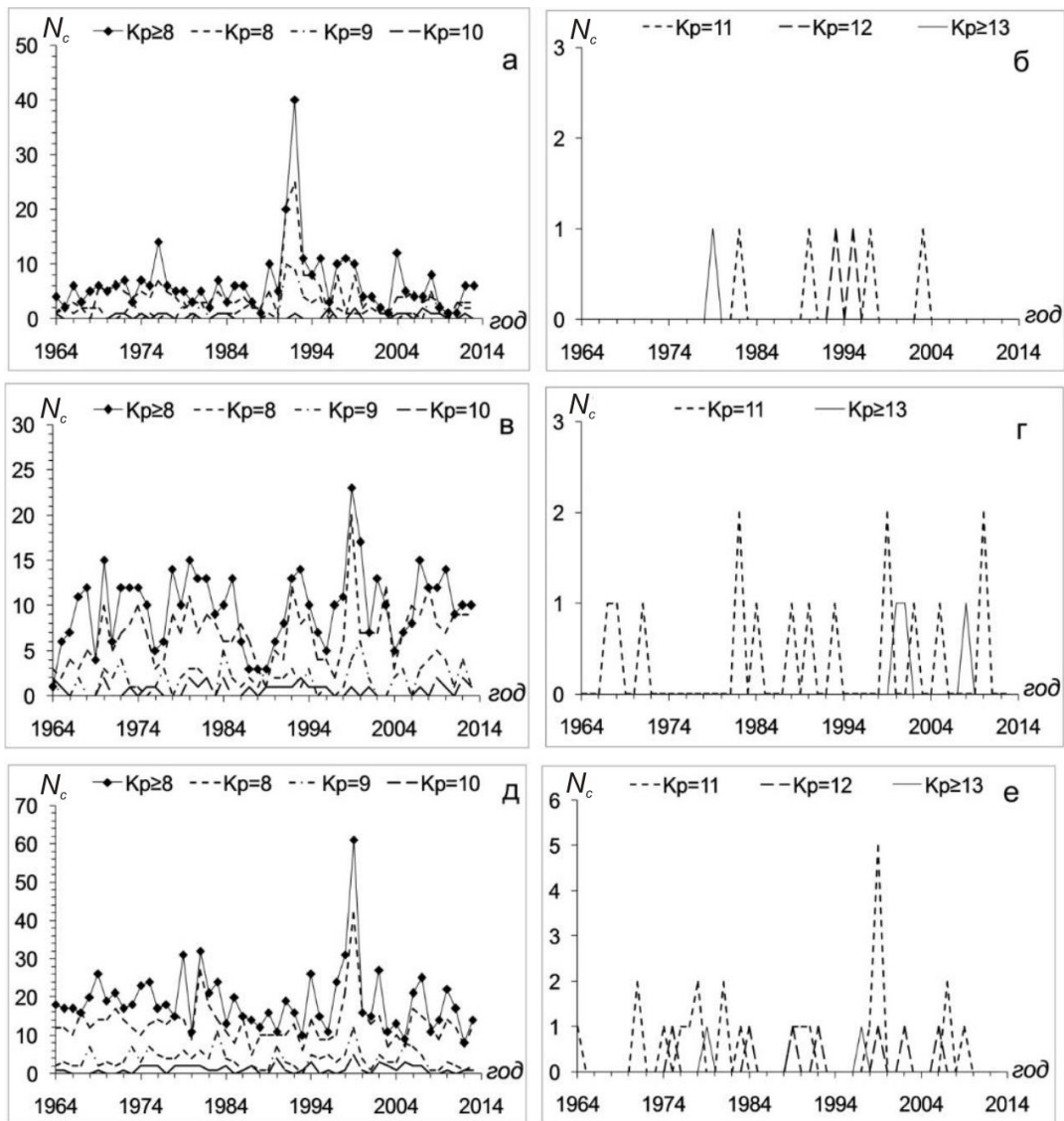


Рисунок 3.17. Графики количеств цепочек землетрясений в год разных классов в трех районах БРС.

а, б – первый район; в, г – второй район; д, е – третий район.

Статистический анализ расстояний между землетрясениями с $K_p \geq 8$ в цепочках, выделенных на масштабном уровне региона, проведен и для цепочек юго-западного фланга БРС (первый район), ее центральной части (второй район) и северо-восточного фланга БРС (третий район). Так же, как и для региона в целом, для его условных районов в распределении эпицентральных расстояний выделяются пики, соответствующие группирующей сейсмичности, и происходит смещение максимумов в сторону больших значений в распределении общих длин цепочек r_{13} (расстояние от первого до третьего землетрясения) по сравнению с распределениями расстояний между землетрясениями r_{12} и r_{23} (рис. 3.18).

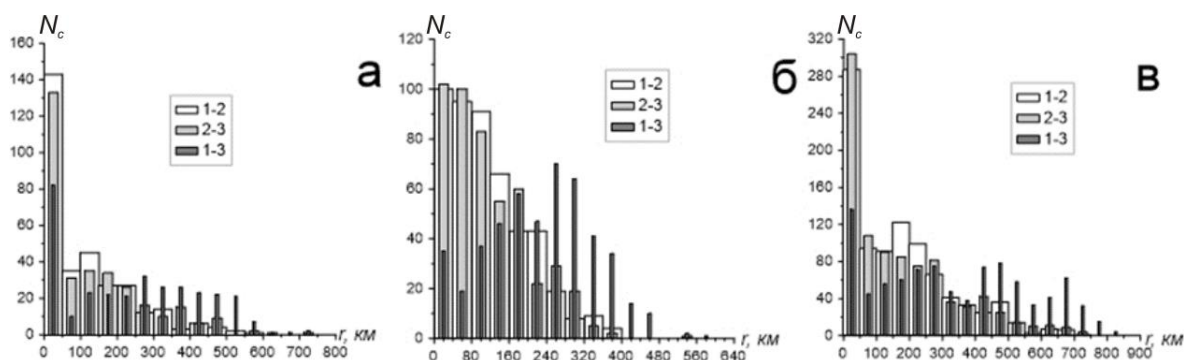


Рисунок 3.18. Гистограммы количеств цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$, выделенных в трех районах БРС (а–в), по расстояниям r между первым и вторым (1-2), вторыми и третьими (2-3) и первыми и третьими (1-3) событиями.

Для первого района БРС распределение r_{13} наиболее соответствует теоретическому логнормальному распределению при расстояниях между землетрясениями r_{12} и r_{23} менее 61 км согласно двух выполненных тестов, при этом сама длина цепочки составляет не более 70 км. Наиболее вероятная длина цепочки в этом случае при 68% доверительном интервале может составлять от 8 до 32 км (рис. 3.19 а). Но и при расстоянии между землетрясениями менее 99 км для теста Д’Агостино-Пирсона и менее 85 км для теста Шапиро-Уилка распределение r_{13} все еще статистически значимо на уровне $\alpha=0.05$ не отличается от логнормального.

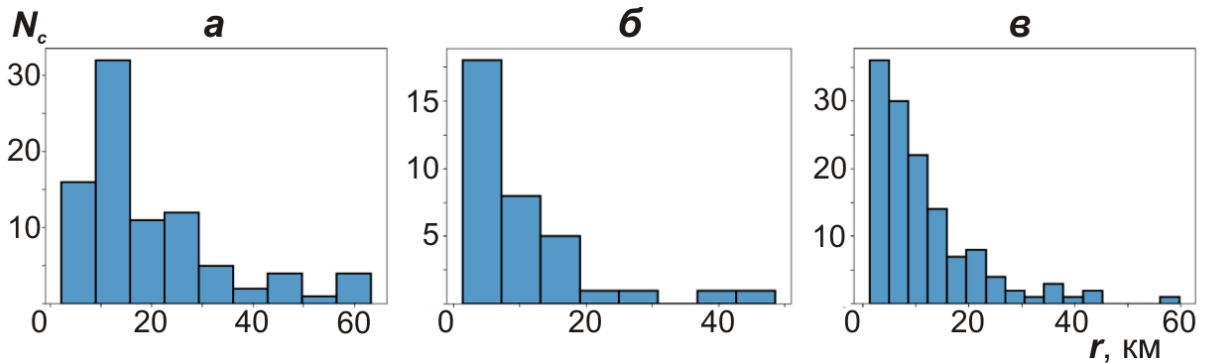


Рисунок 3.19. Гистограммы распределения количества цепочек землетрясений N_c по расстояниям r_{13} (от первого до третьего землетрясения цепочки). а – для первого района при расстоянии между землетрясениями в цепочке до 61 км, б – для второго района при расстоянии между землетрясениями в цепочке до 25 км, в – для третьего района при расстоянии между землетрясениями в цепочке до 34 км.

Для второго района (центральная часть БРС) распределение r_{13} соответствует логнормальному для цепочек длиной менее 75 км, расстояния между землетрясениями в которых не превышают 48 км. Но значения статистик K^2 Д’Агостино-Пирсона и W Шапиро–Уилка наиболее соответствуют теоретическому распределению при расстоянии между землетрясениями r_{12} и r_{23} в цепочке менее 25 км, при этом общая длина цепочки ограничена значением в 50 км (рис. 3.19 б), а вероятная длина цепочки составляет от 3 до 17 км.

Расстояния от первого до третьего землетрясения в цепочках, выделенных на северо-восточном фланге БРС (третий район), подчиняются логнормальному распределению при расстояниях между землетрясениями, не превышающих 58 км, согласно двух проведенных статистических тестов. Но наибольшее соответствие логнормальному распределению наблюдается при ограничении расстояний r_{12} и r_{23} значением 34 км. Наиболее вероятная длина цепочки при этом составляет от 4 до 19 км (см. рис. 3.19 в).

После исключения цепочек длиной до 30 км из общего распределения r_{13} (см. рис. 3.18), когда в нем практически не остается цепочек, сформированных группами землетрясений, оно было рассмотрено, как и для всего региона, в виде ядерной оценки плотности для трех указанных районов, и аппроксимировано СГР. Такая оценка и вероятностная модель для первого района БРС представлены на рис. 3.20 а. В данном

распределении выделяется три моды, две из которых можно отнести к пространственным, соответствующим размерам исследуемой области, со значениями наиболее вероятной длины цепочки 282 ± 54 км и 437 ± 100 км. Третью моду с длиной цепочки в распределении 133 ± 51 км по аналогии с ранее рассмотренными зависимостями отнесем к «локальной».

В распределении расстояний между первым и третьим событиями в цепочках, выделенных во втором районе БРС, на этот раз представлены две моды, одна из которых – «локальная» со значениями 112 ± 51 км, а вторая – пространственная, но может быть сопоставлена с субрегиональными цепочками, реализованными в Байкальской впадине (см. рис. 3.20 б).

На рис. 3.20 в представлены ядерная оценка плотности и вероятностная модель СГР распределения длин цепочек r_{13} третьего района БРС. В общем распределении выделяются три моды: «локальная» с цепочками длиной 215 ± 93 км, субрегиональная (471 ± 57 км), представленная и в распределении для всего региона, и пространственная (672 ± 58 км).

Гистограммы распределения количества цепочек с $K_p \geq 8$ по времени приведены на рис. 3.21. Отмечается, что, как и на уровне Байкальского региона, число цепочек с увеличением времени между событиями уменьшается, а распределения между первым и вторым событием t_{12} и между вторым и третьим событием t_{23} повторяют друг друга, характеризуя одну и ту же общую совокупность данных. Для всех районов, а в особенности для второго района, наблюдается выполаживание левой части экспериментальной гистограммы времен t_{13} по сравнению со временами t_{12} и t_{23} .

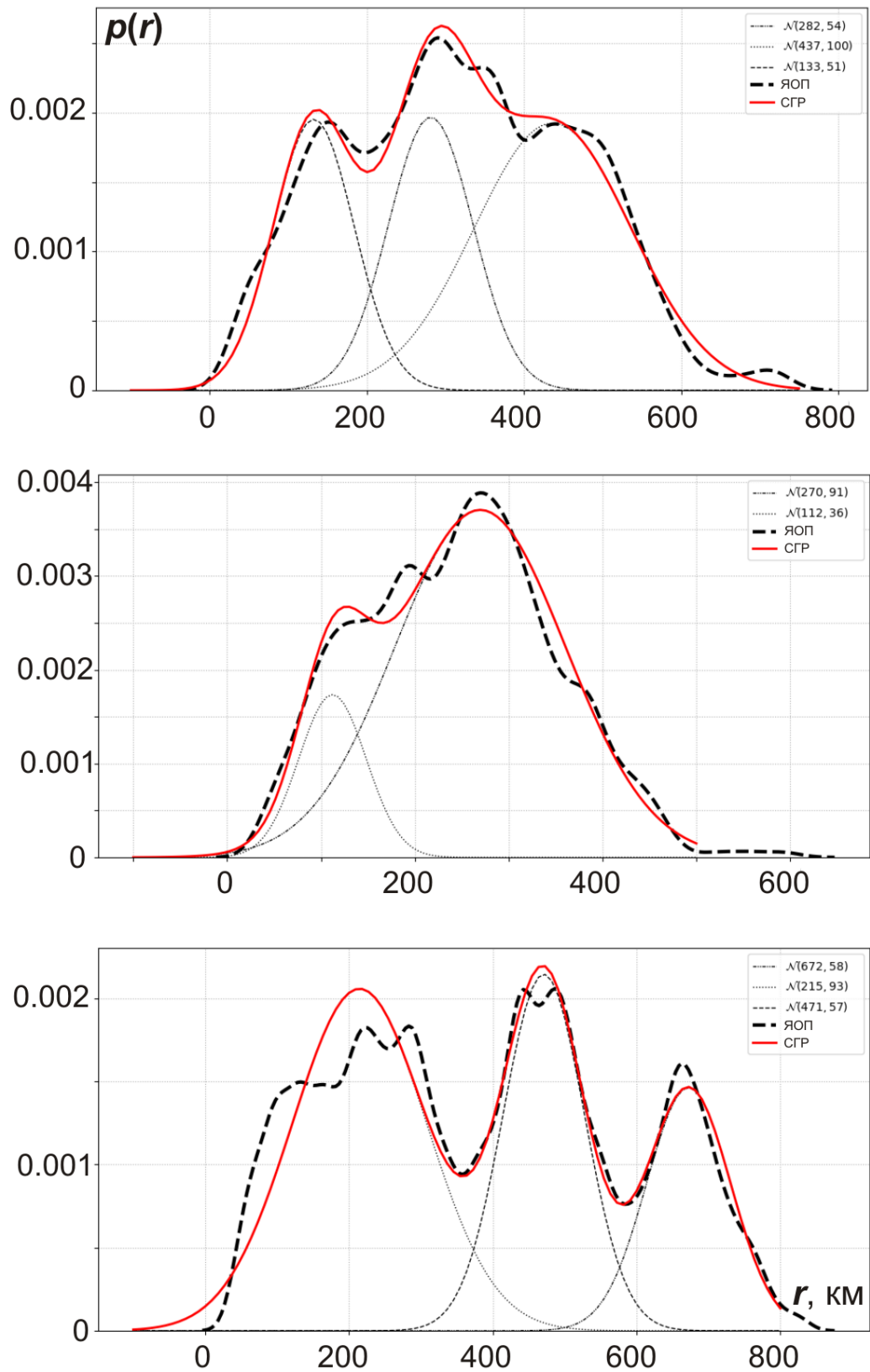


Рисунок 3.20. Ядерная оценка плотности (ЯОП, жирная пунктирная линия) распределения количества цепочек землетрясений N_c по эпицентральному расстоянию r_{13} (от первого до третьего землетрясения цепочки), аппроксимация данных смесью гауссовых распределений (СГР, сплошная жирная линия) и гауссовы распределения, составляющие СГР ($N(\mu, \sigma)$, тонкие линии). а – для первого района, б – для второго района, в – для третьего района.

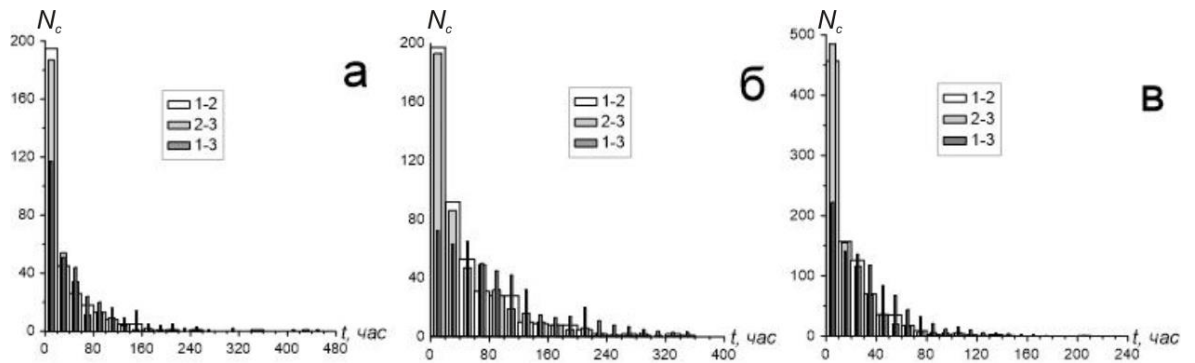


Рисунок 3.21. Гистограммы распределения количеств цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$ по времени на уровне трех районов БРС. 1-2 – времена между первым и вторым, 2-3 – времена между вторым и третьим, 1-3 – времена между первым и третьим землетрясениями цепочек.

Как и для всего региона в целом, использовались критерии согласия Колмогорова-Смирнова, Андерсона-Дарлинга и Крамера-Мизеса-Смирнова для проверки соответствия выборки времен между событиями подобранной экспоненциальной модели случайного стационарного потока Пуассона. Для распределений t_{12} , t_{23} и t_{13} всех рассматриваемых районов гипотеза об их принадлежности экспоненциальному закону отвергается на уровне значимости $\alpha=0.05$ (рис. 3.22 1, 3.23 1). Поэтому, как и для всего региона, были использованы установленные ранее критерии статистического определения цепочек группирующихся событий по расстояниям между ними для исключения их из выборки. В итоге приводится результат, который установлен хотя бы по двум из упомянутых трех критериев после принятия гипотезы о принадлежности модельному распределению.

Распределения времен между землетрясениями в цепочках t_{12} и t_{23} статистически значимо на уровне $\alpha=0.05$ не отличаются от экспоненциальной модели при исключении цепочек с хотя бы одним расстоянием между землетрясениями менее 12 км для первого района и 10 км – для второго и третьего районов. Но наилучшее соответствие выборок времен t_{12} и t_{23} Пуассоновской вероятностной модели достигается при исключении цепочек с расстояниями между событиями менее 48 км для распределения t_{12} в первом районе (рис. 3.22 А 2), менее 41 км – во втором районе (рис. 3.22 Б 2), и менее 68 км – в третьем районе (рис. 3.22 В 2). Для распределения t_{23} ограничения расстояний между событиями имеют значения 25 км в первом районе (рис. 3.22 А), 28 км – во втором районе

(рис. 3.22 Б), 75 км – в третьем районе (рис. 3.22 В). Значение параметра $\overline{\mu^{-1}}$ для распределений t_{12} и t_{23} первого района при таких ограничениях составило 49.76 ч. и 42.89 ч. по сравнению с 29.5 ч. и 28.8 ч. для всей выборки данных, второго района – 56.1 ч. и 56.55 ч. по сравнению с 49.2 ч. и 48.7 ч, третьего района – 22.9 ч. и 19.9 ч. по сравнению с 17.6 ч. и 16.7 ч. При этом, как и для всего региона, распределение времен реализации цепочек t_{13} не соответствует экспоненциальному закону для всех районов, так как уменьшается количество непродолжительных цепочек (рис. 3.23 2).

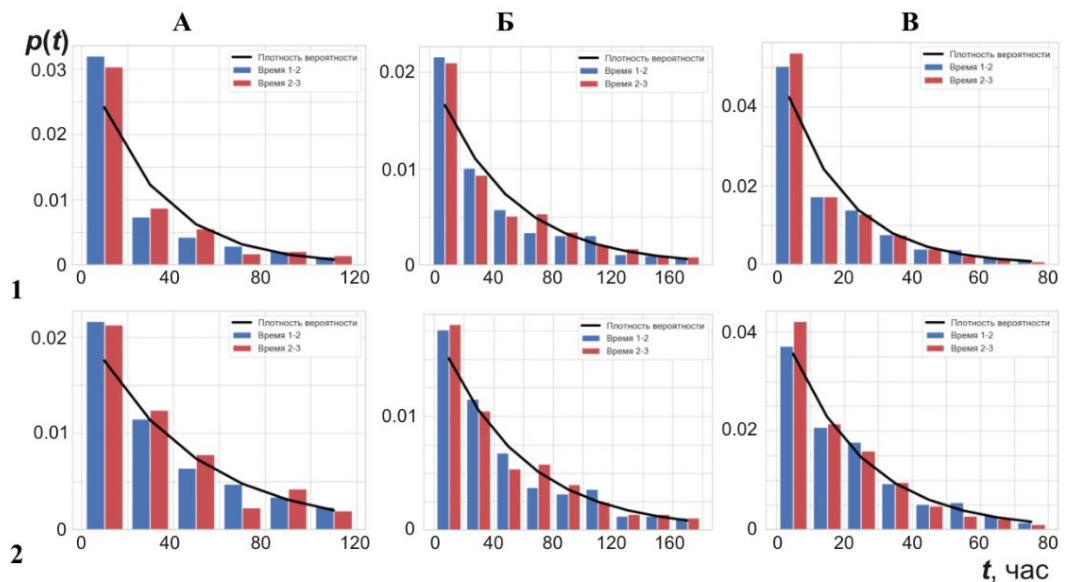


Рисунок 3.22. Нормированные гистограммы распределения времен между землетрясениями с $K_P \geq 8$ в цепочках и график плотности вероятности экспоненциальной Пуассоновской модели с подобранными параметрами для первого (А), второго (Б) и третьего (В) районов до (1) и после (2) исключения цепочек группирующихся сейсмических событий.

Среднее значение интервала времени между последовательными землетрясениями цепочек $\overline{\mu_{1-2, 2-3}^{-1}}$, а также средние значения интервалов времени между первыми и третьими землетрясениями цепочек $\overline{\mu^{-1}}$ для удобства приведены в табл 3.7. Отмечается, что среднее время между первым и третьим событиями цепочек в два раза больше среднего времени между первым и вторым и вторым и третьим событиями для всей выборки данных. Значение всех параметров обратно пропорционально размеру территории, что обусловлено частотой регистрации землетрясений.

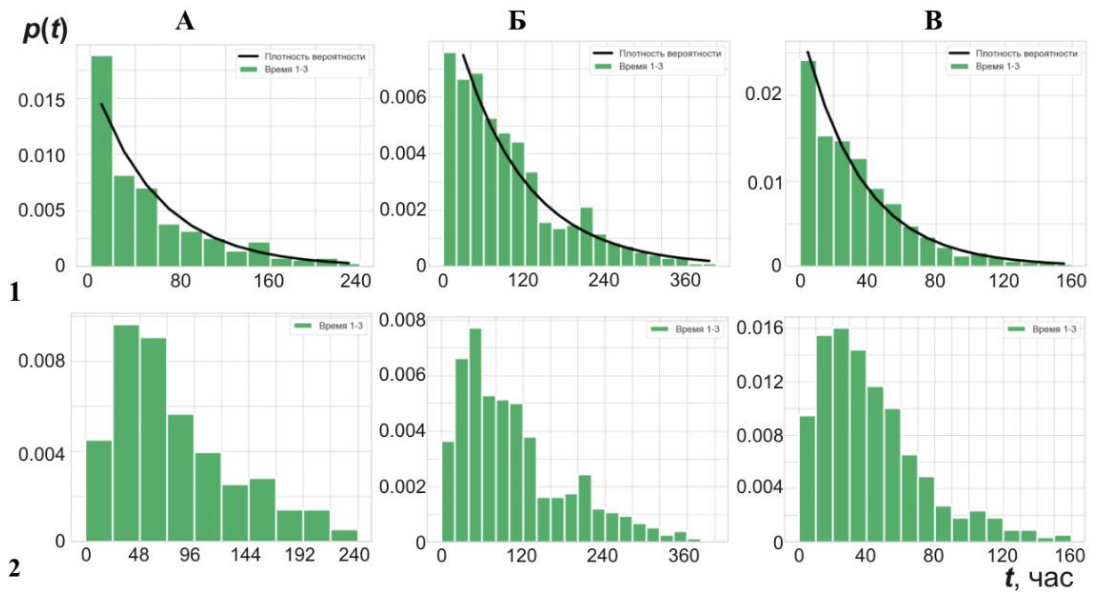


Рисунок 3.23. Нормированные гистограммы распределения времен между первым и третьим землетрясениями с $K_p \geq 8$ в цепочках для первого (А), второго (Б) и третьего (В) районов до (1) и после (2) исключения цепочек группирующихся сейсмических событий.

Таблица 3.7.

Значения средних интервалов времени между последовательными землетрясениями с $K_p \geq 8$ в цепочках μ_{1-2}^{-1} , μ_{2-3}^{-1} и среднего времени между первым и третьим землетрясениями цепочек μ^{-1} для трех районов БРС

Территория	Для всей выборки времен между событиями		При ограничении расстояния между событиями	
	μ_{1-2}^{-1} (μ_{2-3}^{-1})	μ^{-1}	μ_{1-2}^{-1} (μ_{2-3}^{-1})	μ^{-1}
Первый район	29.5 (28.8)	28.57	49.76 (42.89)	—
Второй район	49.2 (48.7)	98.52	56.1 (56.55)	—
Третий район	17.6 (16.7)	34.57	22.9 (19.9)	—

3.3. Карты изолиний плотности цепочек землетрясений

Карты изолиний плотности эпицентров землетрясений часто привлекаются для описания и характеристики распределения сейсмичности по исследуемой территории, выявления участков повышенной и пониженной плотности эпицентров толчков и исследования их связи с зонами разломов и областями сейсмического затишья [Бунэ и др., 1961; Ризниченко, 1985; Голенецкий и др., 1985; Соболев, 1993; Ключевский, Демьянович, 2019]. Исследуемую территорию разделяют на площадки, размеры которых задают сопоставимыми с размерами анализируемых объектов, но размеры не должны быть меньше точности определения координат эпицентров. В каждой площадке подсчитывают или определяют количество толчков, которое приписывают центру площадки. Карты плотности чаще всего строятся с некоторым заданным перекрытием, обычно оно

составляет половину площадки по широте и долготе. Такое перекрытие позволяет улучшить аппроксимацию данных при проведении изолиний и избежать резких изменений гладкости изолиний. Изолинии проводятся обычно при линейной интерполяции данных.

В диссертации при построении карт изолиний плотности цепочек землетрясений территория Байкальского региона была разбита на квадратные площадки $100 \times 100 \text{ км}^2$ и $200 \times 200 \text{ км}^2$, а сглаживание выполнено перекрытием в половину площадки по широте и долготе. Выбранные длины сторон площадок сопоставимыми со средними длинами разломов в регионе [Демьянович и др., 2007]. Как показала практика, количество толчков в площадках таких размеров достаточно для выделения цепочек землетрясений, а изолинии плотности цепочек корректно отображают на карте полученные результаты. По данным о землетрясениях в каждой площадке определяют и выделяют цепочки землетрясений, подсчитывают их количество, которое приписывают центру площадки, и проводят изолинии.

На рис. 3.24 и рис. 3.25 представлены карты изолиний плотности цепочек землетрясений на территории Байкальского региона, которые определены и выделены в площадках $100 \times 100 \text{ км}^2$ и $200 \times 200 \text{ км}^2$ при секторе допустимой нелинейности $q = 10^\circ$. На карте изолиний плотности цепочек в площадках $100 \times 100 \text{ км}^2$ видно (рис. 3.24), что вдоль БРС формируется единая зона повышенной плотности цепочек с $N_c \geq 5$ [Ключевский, Какоурова, 2019; Какоурова, Ключевский, 2020]. В отдельных местах плотность цепочек превышает $N_c > 100$, а область максимальной плотности ($N_c \approx 120$) соответствует зоне афтершоков Кичерского землетрясения 1999 года. Карта плотности цепочек хорошо коррелируется с картой плотности эпицентров землетрясений (см. рис. 3.1).

Распределение плотности цепочек в площадках $200 \times 200 \text{ км}^2$ в целом повторяет распределение плотности цепочек в площадках $100 \times 100 \text{ км}^2$ в виде зоны с изолинией $N_c = 20$ (рис. 3.25). Из-за увеличения размеров площадки плотность цепочек возрастает

примерно в два раза и в некоторых местах превышает 200, а в очаговой зоне Кичерского землетрясения достигает $N_c \approx 270$. В целом плотность цепочек повышена в рифтовых структурах и низка за пределами БРС. Можно отметить, что полученные карты хорошо согласуются с картой-схемой расположения и ориентации 2172 цепочек землетрясений в земной коре региона, представленной на рис. 3.3.

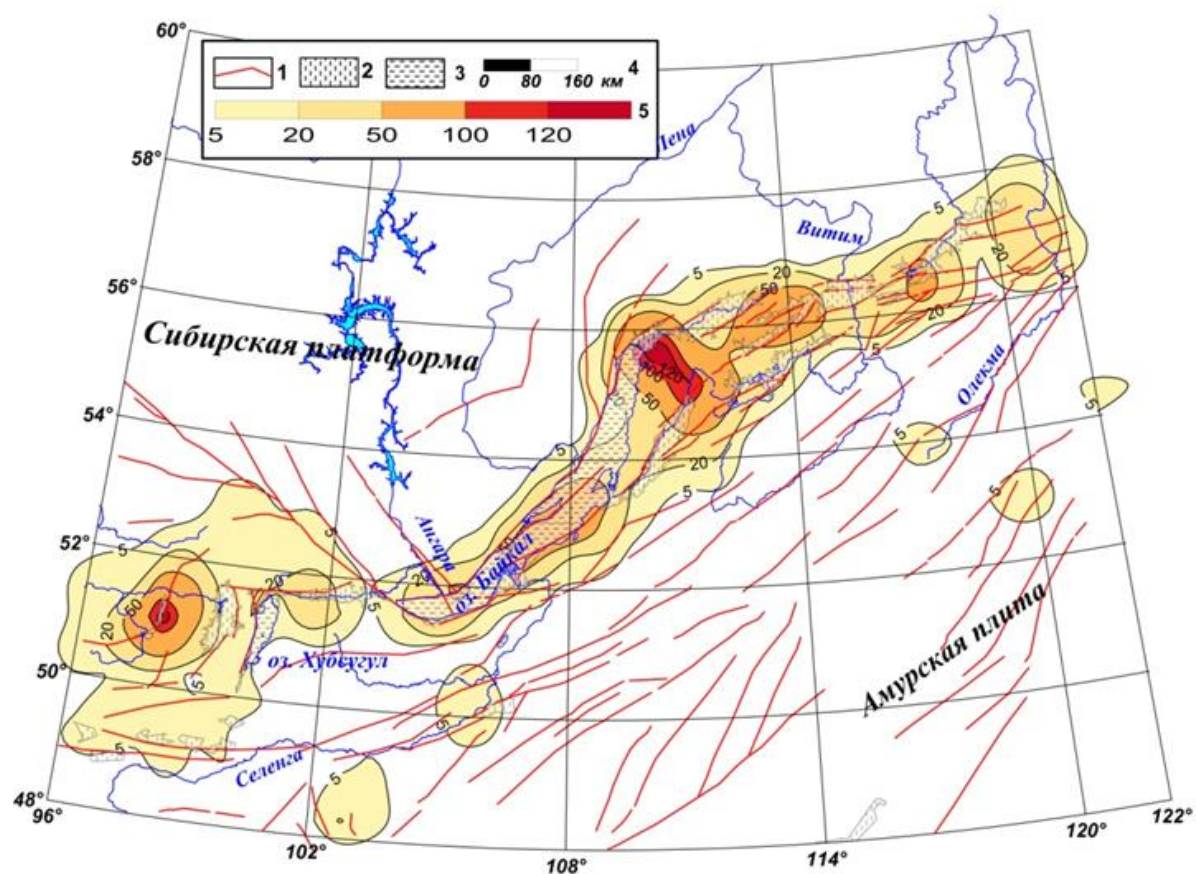


Рисунок 3.24. Карта изолиний плотности цепочек землетрясений, определенных и выделенных в площадках $100 \times 100 \text{ км}^2$.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – масштабная линейка 5 – шкала изолиний плотности цепочек землетрясений в площадках.

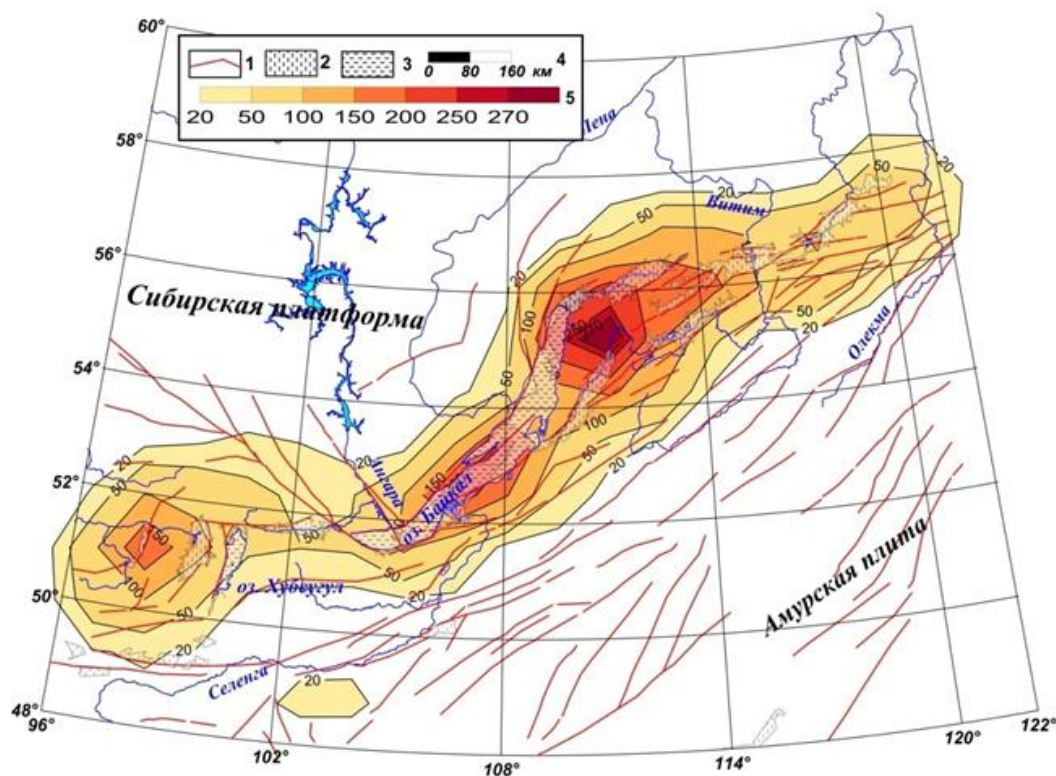


Рисунок 3.25. Карта изолиний плотности цепочек землетрясений, определенных и выделенных в площадках $200 \times 200 \text{ км}^2$.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – масштабная линейка; 5 – шкала изолиний плотности цепочек землетрясений в площадках.

Выводы к главе 3

1. В эпицентральной поле Байкальского региона и трех районов определено и выделено большое количество цепочек землетрясений, состоящих преимущественно из $n = 3$ толчков: цепочки из большего числа толчков выявляются редко. Цепочки землетрясений ориентированы согласно простиранию зон деструкции литосферы и соответствуют направлениям «миграций» землетрясений по результатам предшественников.

2. Анализ пространственно-временных распределений цепочек землетрясений указывает на связь чисел цепочек с пространственно-временным распределением землетрясений.

3. Чем больше угловой сектор q , тем пропорционально больше выделяется цепочек землетрясений.

4. Основная масса цепочек формируется слабыми землетрясениями с $K_p = 8$ и $K_p = 9$.

5. При анализе расстояний и времен между землетрясениями были найдены сопоставимые ограничения, когда длина цепочки подчиняется логнормальному закону для группирующейся сейсмичности, а время между двумя последовательными событиями для остальной части выборки соответствует экспоненциальной модели Пуассона. Лучшее согласие в этом отношении достигнуто при анализе цепочек всего Байкальского региона – при ограничении расстояния между событиями r_{12}, r_{23} в 55–64 км и наилучшем соответствии группирующихся цепочек логнормальному закону в сравнении с ограничением r_{12}, r_{23} в 60–61 км, когда остальная часть выборки наиболее соответствует Пуассоновской модели. Несколько хуже согласуются, но все же согласуются, отдельные значения для первого района: при $r_{12}, r_{23} < 61$ км и наилучшем соответствии логнормальному закону, и при $r_{12}, r_{23} > 25–48$ км – Пуассоновской модели.

Некоторое расхождение имеется для второго и третьего районов: $r_{12}, r_{23} < 25$ км для логнормального распределения, и $r_{12}, r_{23} > 28–41$ км для экспоненциального распределения Пуассона – второй район, $r_{12}, r_{23} < 34$ км, $r_{12}, r_{23} > 68–75$ км – третий район. Это может быть связано с меньшим объемом выборки отдельно для районов по сравнению со всем регионом. Но и количество цепочек в диапазоне несоответствия является незначительным. А если сравнивать с ограничениями $r_{12}, r_{23} < 48$ км для второго района и $r_{12}, r_{23} < 58$ км – для третьего, когда цепочки все еще соответствуют логнормальному распределению на уровне значимости $\alpha=0.05$, то незначительное расхождение результатов имеется лишь в третьем районе.

6. Применение модели СГР (смеси гауссовых распределений) после удаления из общей выборки цепочек группирующейся сейсмичности показало, что на уровне Байкальского региона из общего распределения расстояний r_{13} (между первым и последним событием в цепочке) выделяются четыре основных распределения. Первое распределение с наиболее вероятной длиной цепочки 188 ± 82 км, сопоставимой с длиной

генерального разлома в Байкальском регионе (80 км и более) [Шерман, 1977] и с размерами блоков земной коры БРС [Мишарина, Солоненко, 1990] классифицировано как «локальное». Второе распределение с длиной цепочки в 577 ± 196 км, сопоставимой с линейными размерами Байкальской котловины или северо-восточного фланга БРС – «субрегиональное». Третье распределение имеет вероятные длины цепочек 1111 ± 233 км, что соответствует «региональному» уровню, когда землетрясения в цепочке происходят, например, последовательно на одном из флангов и в центральной части БРС. Последнее распределение с длиной цепочки 1594 ± 109 км, сопоставимой с размерами рассматриваемого региона, первое и последнее землетрясения в которой происходят на разных флангах БРС классифицировано как «трансрегиональное». Отмечается, что в некоторых случаях цепочка может быть отнесена как к одному, так и к другому распределению. Подобный анализ длин цепочек, выделенных в районах БРС, показал, что в соответствующих распределениях выделяются как моды с сопоставимыми параметрами («локальная» и «субрегиональная»), так и моды, характеризующие пространственные особенности рассматриваемой территории.

ГЛАВА 4. ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В главе 3 диссертации установлена пропорциональность распределения чисел цепочек землетрясений с распределением чисел землетрясений БРС и ее районов, проведен анализ времен и расстояний между землетрясениями в цепочках. Эти закономерности в совокупности с большим количеством определенных и выделенных цепочек, а также выделение цепочек среди имитационных событий указывают, что в эпицентральной поле сейсмичности региона выделяются как цепочки сейсмомиграций, обусловленные естественными геолого-геофизическими процессами, так и цепочки, сформировавшиеся случайно (псевдомиграции). Оценки показывают, что в зоне разлома при двух возможных направлениях вероятность выделения цепочки из трех последовательных во времени случайных толчков достаточно высока ($P=1/2 \cdot 1/2=1/4$). В рамках изучения мигрирующей сейсмичности возникает проблема изучения связи цепочек землетрясений с зонами деструкции литосферы, а также детерминации цепочек «миграции» землетрясений в общей группе выделенных цепочек, которая пока не имеет решения. В настоящей главе диссертации рассмотрены возможные подходы к решению этих проблем на основе выделенных в главе 3 распределений цепочек, соответствующих различным масштабным уровням деструкции литосферы, а также скоростей возможных «миграций», полученных предшественниками.

4.1. Субрегиональные цепочки землетрясений

Применение результатов, полученных при изучении распределения расстояний между землетрясениями в квазилинейных цепочках, выделенных в эпицентральной поле Байкальского региона при секторе допустимой нелинейности $q=10^\circ$, позволило исключить из общего количества квазилинейных последовательностей цепочки, формирующиеся в пределах смежных районов БРС – региональные цепочки. Таким образом, в данном разделе диссертации исследуется распределение субрегиональных цепочек, в которых расстояния между первым и вторым и между вторым и третьим толчками не превышают

$r=370$ км, а полная длина цепочки не менее $r=200$ км. Такие ограничения основаны на результатах анализа расстояний между землетрясениями в цепочках (см. главу 3). Это ограничение соответствует цепочкам, длина которых меньше уровня $\mu+\sigma$ субрегионального распределения, а расстояния между землетрясениями для исключения несимметричных цепочек выбраны меньше $(\mu+\sigma)/2$. В полученном таким образом каталоге цепочек землетрясений осталось $N_c=374$ цепочек.

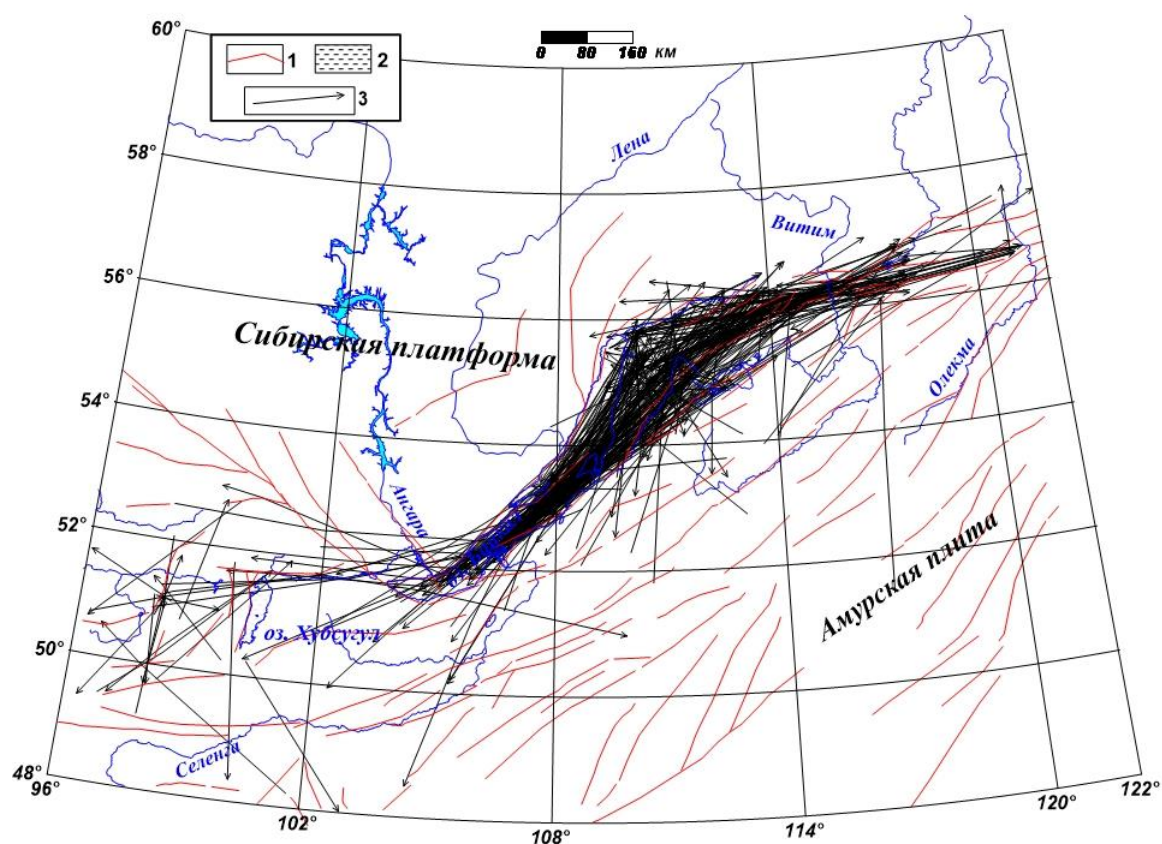


Рисунок 4.1. Карта расположения и ориентации 374 субрегиональных цепочек землетрясений, с расстояниями между событиями $r \leq 370$ км.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – озера, 3 – цепочки землетрясений.

На рис. 4.1 приведена карта расположения и ориентации субрегиональных цепочек землетрясений. На карте видно, что в центральной части и на северо-восточном фланге БРС цепочки плотно концентрируются в пределах рифтовых структур и имеют преимущественно северо-восток-юго-западную ориентацию. В центральной части

наблюдается совпадение направлений цепочек и простирания рифтовых структур. На северо-восточном фланге это совпадение проявлено немного меньше. Для этих территорий наблюдается упорядоченный характер распределения цепочек по расположению и азимуту ориентации. Они приурочены к зонам повышенной плотности эпицентров землетрясений, а ориентация большинства цепочек соответствует субширотной и северо-восток–юго-западной вытянутости эпицентрального поля. Плотность цепочек значительно снижена на восточном окончании северо-восточного фланга БРС. На юго-западном фланге субрегиональных цепочек формируется значительно меньше, чем на остальной территории БРС, а их ориентация разнообразна, как и простирание расположенных здесь разломов, а также вид эпицентрального поля. Некоторые цепочки формируются в пределах смежных районов БРС.

Прослеживается связь полученных результатов распределения субрегиональных цепочек с напряженно-деформированным состоянием БРС. Так, в центральной части БРС, где наблюдается более высокий уровень нарушенности земной коры [Новопашина, Саньков, 2010], и на большей части северо-восточного фланга преобладают условия растяжения, а ориентации плоскостей разрывов параллельны главным разломам [Sankov, Dobrynina, 2018]. По данным о механизмах очагов землетрясений, на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы происходит тесное взаимодействие растягивающих и сжимающих напряжений, результатом которого является сложный комплекс различных типов тектонических деформаций. Средний тензор сейсмического момента, рассчитанный по совокупным данным о фокальных механизмах и тензорах сейсмических моментов Тункинских землетрясений, показал, что отличительной чертой района является сдвиговый деформационный режим, при котором вклад сжимающих усилий более значителен, чем растягивающих [Melnikova et al., 2004]. В пределах юго-западного фланга обе оси напряжений расположены наклонно к ориентации рифтовых структур, что определяет тенденцию сдвиговых движений по разломам [Мельникова, Радзиминович, 2007]. Сдвиговые движения по разломам наблюдаются также на восточном

окончании северо-восточного фланга БРС [Sankov, Dobrynina, 2018]. Высокая концентрация и преобладание северо-восток–юго-западного простирания цепочек наблюдается в областях БРС, в которых преобладают условия растяжения. Таким образом, предполагается, что закономерная приуроченность большей части субрегиональных цепочек к зонам с преобладающим режимом растяжения может свидетельствовать о наличии среди них сейсмомиграций.

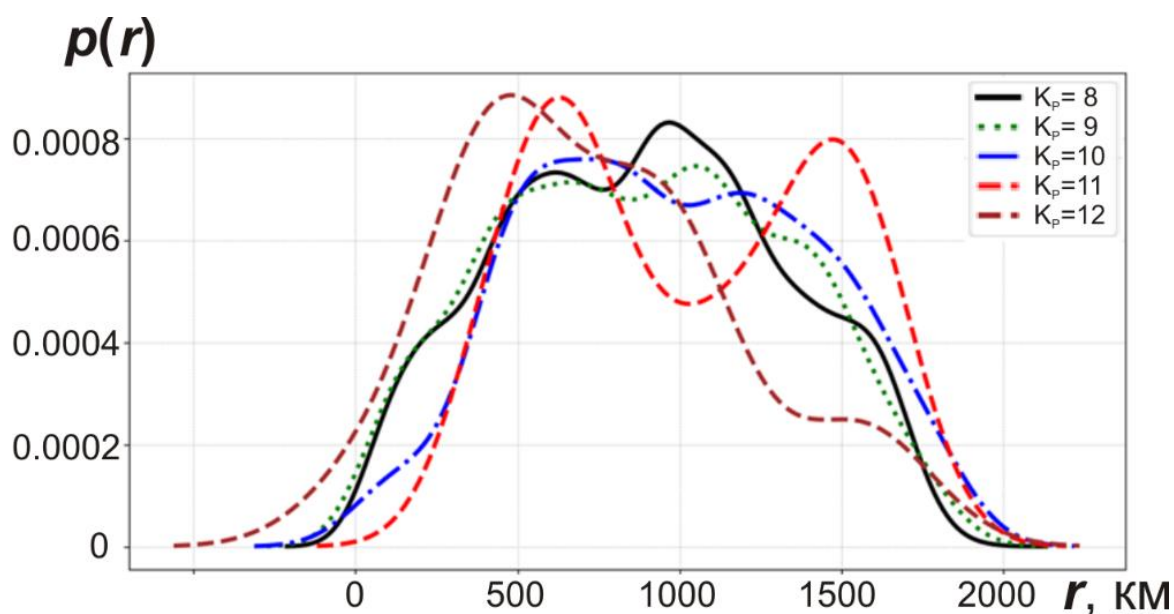


Рисунок 4.2. Ядерная оценка плотности распределения количества цепочек землетрясений M по эпицентральному расстоянию r_{13} (от первого до третьего землетрясения цепочки) для диапазонов энергетических классов $K_R=8$ (черная линия), $K_R=9$ (зеленая линия), $K_R=10$ (синяя линия), $K_R=11$ (красная линия), $K_R=12$ (коричневая линия).

В качестве еще одного аргумента в пользу данного утверждения приведем ядерную оценку плотности распределения расстояний между первым и последним событием для различных диапазонов энергетических классов K_R (рис. 4.2.) после исключения цепочек, соответствующих группирующейся сейсмичности. Мульти-modalность распределения длин цепочек для общей выборки землетрясений с $K_R \geq 8$ (см. разд. 3.2.1, рис. 3.10) в силу того, что они в основном сформированы слабыми событиями, сохраняется и для цепочек землетрясений с $K_R=8$ и $K_R=9$ с незначительными вариациями положения пика регионального и трансрегионального распределений. В дальнейшем с ростом

энергетического класса все меньше проявляется локальная, региональная, а затем и трансрегиональная моды. Это говорит о том, что локальные цепочки, отражающие блоковую делимость, формируются в основном слабыми землетрясениями [Лукк, 1978]. А нестабильность регионального и трансрегионального распределений длин цепочек землетрясений для различных диапазонов энергетических классов дополнительно свидетельствует о случайном характере их формирования. Напротив, сохранение субрегиональной моды для всех диапазонов K_p с практически неизменным положением пика распределения, может говорить о неслучайном формировании подобных цепочек.

4.2. Локальные цепочки землетрясений

Упорядоченные по расположению и азимуту цепочки землетрясений, длина которых не превышает $r=200$ км, что соответствует большей части цепочек «локального» распределения (см. главу 3), могут быть приурочены к границам литосферных блоков БРС и, проходя по границам этих блоков, частично или полностью маркировать их. Карта расположения и ориентации локальных цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$ такой длины представлена на рис. 4.3, на рис. 4.4 приведена карта относительной стабильности блоковых структур из работы [Шерман и др., 1996]. При сопоставлении рисунков наблюдается приуроченность групп цепочек к границам некоторых блоков и известным зонам разломов и впадин. Так, часть упорядоченных по азимуту и расположению цепочек приурочены к юго-восточному борту Кичерской впадины, юго-восточному и юго-западному бортам Верхнеангарской впадины и Верхнеангарско-Муяканской межвпадинной перемычке [Лунина, Гладков, 2009], что соответствует границам блоков на карте относительной стабильности блоковых структур (см. рис. 4.4). Другая большая группа локальных цепочек произошла в зоне Верхнемуйской впадины, в основном по северо-западному ее борту, совпадая с границей еще одного блока на карте, частично протянувшись в район 30–50 км севернее оконечности Баргузинской впадины, где расположена активизированная межблоковая граница (Баргузинский разлом) [Лунина, 2016]. Эти цепочки соответствуют северным границам двух нестабильных блоков (см.

рис. 4.4). Единичные цепочки реализовались в районе Ципа-Баунтовской впадины, что также соответствует согласно карте нестабильному блоку. Многочисленные цепочки, не соответствующие границам блоковых структур, протянулись на карте от Кичерской впадины до области между Амутской, Ципа-Баунтовской и Баргузинской впадинами. Следующая большая группа цепочек приурочена к району Муйско-Чарской межвпадинной перемычки и хребту Удокан – зонам Сюльбанского, Чина-Вакатского, Имангринского, Леприндоканского, Каменского и Намаракитского разломов [Рогожин и др., 2007], что также соответствует границам разломно-блоковых структур. Единичные цепочки маркируют границу блока восточнее Чарской и Токкинской впадин, соответствующую Олекминской системе разломов.

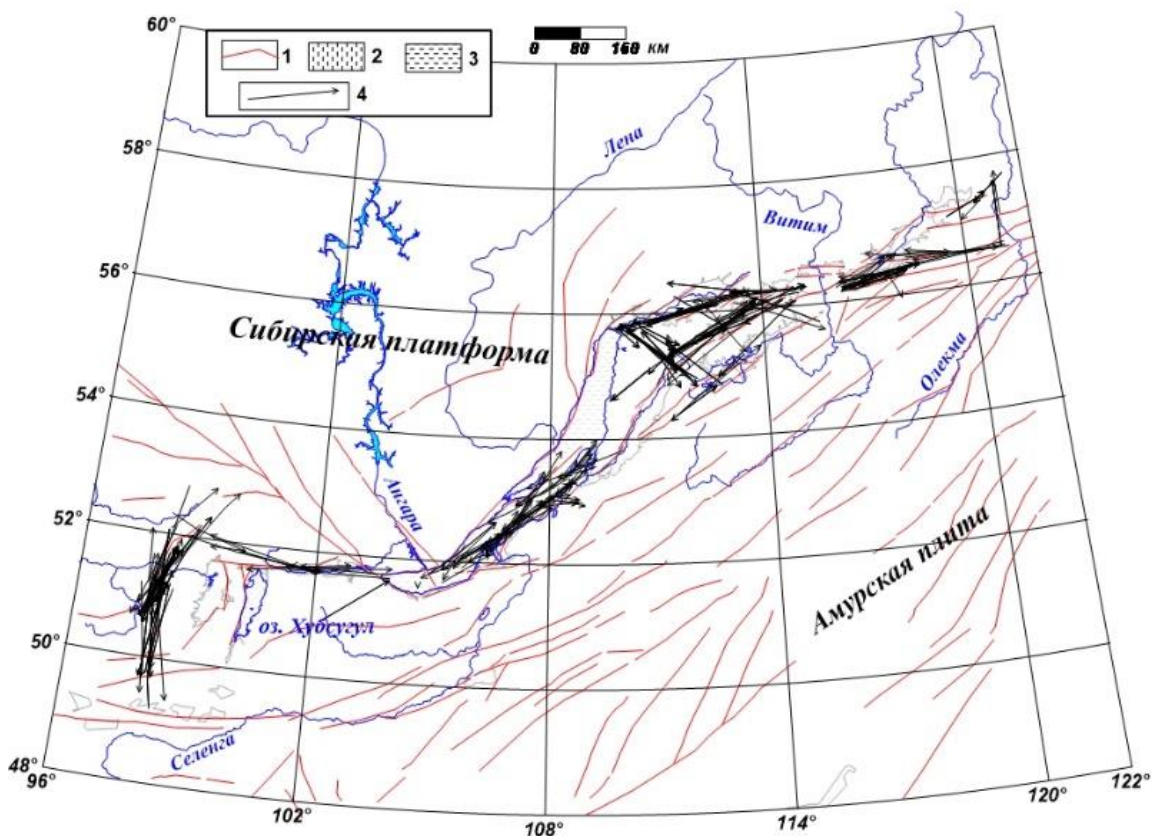


Рисунок 4.3. Карта расположения и ориентации локальных цепочек землетрясений с $K_p \geq 8$ длиной не более $r=200$ км.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – впадины, 3 – озера, 4 – цепочки землетрясений.

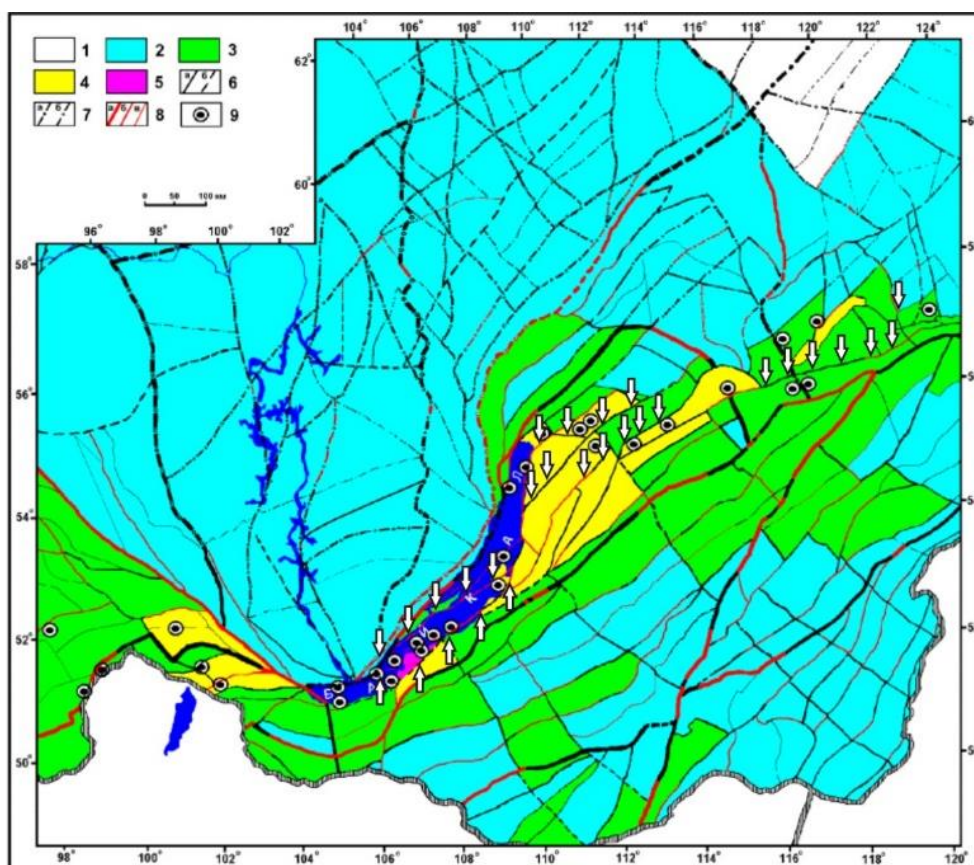


Рисунок 4.4. Карта относительной стабильности блоковых структур Прибайкалья [Шерман и др., 1996б]. Условные обозначения: 1–5 – степень стабильности разломно-блоковых структур: 1 – стабильные; 2 – относительно стабильные; 3 – относительно нестабильные; 4 – нестабильные; 5 – весьма нестабильные; 6 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – разломы под осадочным чехлом платформы: а – установленные, б – предполагаемые; 8 – активизированные участки разломов: а – трансрегиональных, б – региональных, в – локальных; 9 – эпицентры зафиксированных сильных землетрясений ($M_p > 13$). Стрелками обозначены границы блоков, к которым приурочены цепочки землетрясений.

В центральной части БРС цепочками выделяется ромбовидный в плане блок земной коры, в целом соответствующий впадине Среднего Байкала, в пределах которого реализуются цепочки, которые могут быть приурочены к различным геологическим структурам (см. рис. 4.4): Селенгино-Чивыркуйскому грабену, Приольхонскому грабену. Несколько цепочек приурочены к разлому, ограничивающему с северо-запада Мишихинскую впадину. В целом, большая часть цепочек соответствует максимально погруженным под уровень озера блокам, выделенным в работе [Леви и др., 1995].

На юго-западном фланге локальные цепочки, формирующиеся в области южной оконечности Байкала и в Тункинской долине, частично соответствуют простиранию Тункинского разлома. Цепочки землетрясений, произошедших западнее 100° с. ш., маркируют осевую линию зоны современной деструкции литосферы. Эта линия может

рассматриваться как самостоятельная геотектоническая структура, контролирующая сейсмический процесс на современном этапе развития БРС. Относительная активность разломов в пределах зоны деструкции не постоянна [Шерман, 2005]. Кроме того, в пределах БРС имеются цепочки землетрясений, формирующиеся на границах смежных блоков. Среди таких цепочек не наблюдается упорядоченности их пространственного распределения.

В заключении данного раздела отметим, что локальные цепочки, выделенные на уровне Байкальского региона, согласуются с картой плотности цепочек землетрясений (см. разд. 3.3).

4.3. Цепочки группирующейся сейсмичности

При ограничении расстояний между эпицентрами землетрясений в цепочках $r \leq 75$ км на основе критериев, установленных в предыдущей главе, на карте расположения и ориентации цепочек выделяются области концентрации цепочек группирующейся сейсмичности в областях формирования следующих групп землетрясений: Бусийнгольской, Кяхтинской, Южнобайкальской, Кичерской, Томпудинской и Чаруодинской (рис. 4.5). В настоящем разделе диссертации изучено пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек группирующейся сейсмичности в данных областях.

Бусийнгольское землетрясение (27.12.1991; $\varphi = 50.98^\circ$ с. ш., $\lambda = 98.08^\circ$ в. д., $M_S=6.5$, $K_p = 16.2$), связанное с самой западной структурой в системе впадин БРС, приурочено к Бусийнгольской впадине. Землетрясение породило афтершоковую последовательность, продолжавшуюся даже в 2000-х годах. В момент землетрясения активизировались разломные структуры как самой Бусийнгольской впадины, так и ее горного обрамления, но главный толчок в горном обрамлении и сила сейсмической активизации впадины несоизмеримо меньше силы активизации ее горного обрамления. Главной особенностью сейсмического процесса после данного землетрясения являются пульсирующие активизации сейсмического процесса в рассматриваемой впадине: так, в

период до 2000 г. Можно выделить порядка десяти циклов активизации сейсмического процесса [Еманов и др., 2006]. В данной работе отмечается, что в 1991–1992 гг. крупные афтершоки Бусийнгольского землетрясения происходят вдоль линии, проходящей под углом к Бусийнгольской впадине.

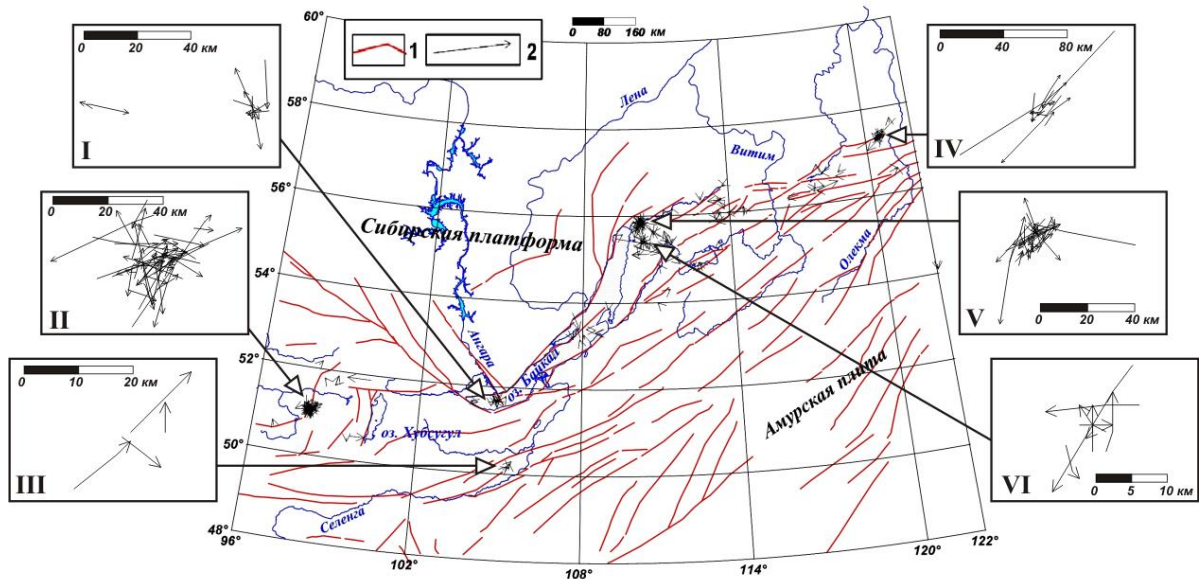


Рисунок 4.5. Карта расположения и ориентации цепочек группирующейся сейсмичности в областях групп сейсмических событий в земной коре БРС.

1 – разломы [Демьянович и др., 2007; Свидетельство № 2019620422], 2 – цепочки группирующейся сейсмичности. На врезках – эпицентральные области Южнобайкальского (1999 г.) и Култукского (2008 г.) землетрясений (I), Бусийнгольских землетрясений 1976 г. и 1991 г. (II), Кяхтинского землетрясения 1989 г. (III), Олдонгсинской группы землетрясений 1997 г. (IV), Кичерского землетрясения 1999 г. (V), Томпудинской серии толчков 2007 г. (VI).

В области афтершоков Бусийнгольского землетрясения в секторе допустимой нелинейности $q=10^\circ$ выделена $N_c=41$ цепочка группирующейся сейсмичности. Эти цепочки формируются в 1991–1998 гг., а их продолжительность обычно составляет от нескольких минут до 12 часов. Энергетический класс событий, формирующих цепочки, в основном составляет $K_p=8-9$, однако, в одну из цепочек 1992 г. вошло сейсмическое событие с $K_p=13$. На розе-диаграмме азимутов цепочек (рис. 4.6 а) наблюдается различные направления цепочек, в азимуте $\alpha=40-50^\circ$ имеется небольшой максимум из $N_c=5$ цепочек.

В области Бусийнгольской впадины в 1976 г. наблюдалась сейсмическая активизация, произошедшая после землетрясения 01.04.1976 г. ($\varphi = 51.15^\circ$ с. ш., $\lambda =$

97.97° в. д., $M_S=5.4$, $K_p = 14$). За время этой активизации выделено $N_c=6$ цепочек, формирующихся в апреле–июне 1976 г. афтершоками сейсмического события. Продолжительность этих цепочек составляет от нескольких часов до нескольких дней, а максимальный энергетический класс землетрясений, входящих в цепочки, составляет $K_p = 11$. На розе-диаграмме (рис. 4.6 б) наблюдаются различные азимуты цепочек данной активизации, совпадающие с направлениями некоторых цепочек афтершоков Бусийнгольского землетрясения. Две цепочки землетрясений, выделенных в данной области в мае 1966 г., направлены на юго-запад и север ($\alpha=235^\circ$ и $\alpha=12^\circ$). Продолжительность этих цепочек составляет 1.5–2 часа, а максимальный энергетический класс землетрясения, входящего в цепочки, составляет $K_p = 13$. В целом можно отметить общее соответствие азимутального распределения цепочек простираению нодальных плоскостей в очагах главных землетрясений рассмотренных последовательностей, определенных в [Еманов и др., 2006]. При сопоставлении роз-диаграмм и распределения цепочек на карте рис. 4.5 можно видеть некоторое соответствие направленности цепочек простираению расположенных в данной области Белино-Бусийнгольского и Эрзино-Агордакского разломов.

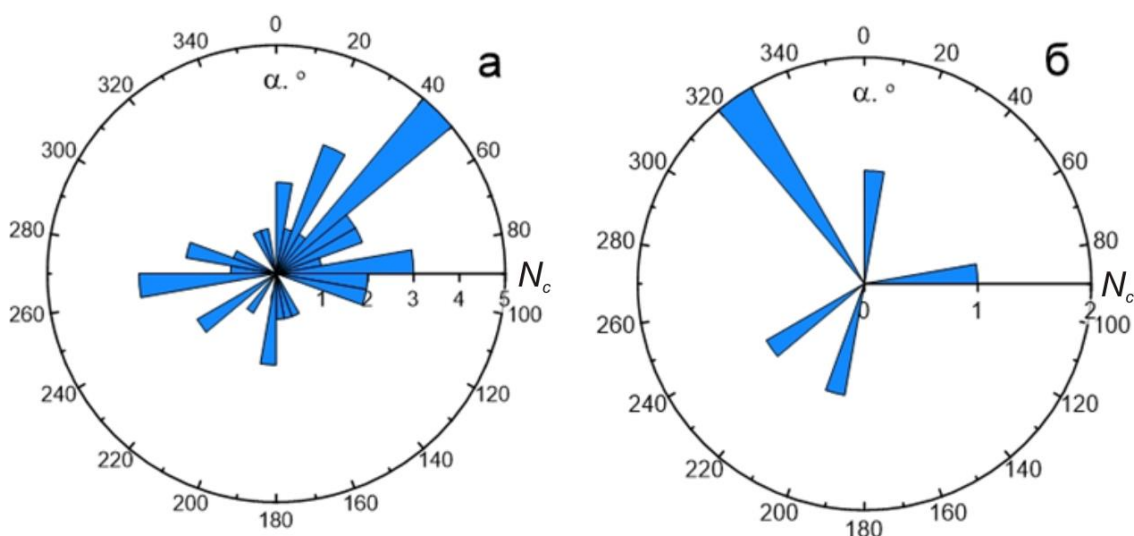


Рисунок 4.6. Розы-диаграммы распределения количества цепочек группирующейся сейсмичности N_c по азимуту α в области Бусийнгольского землетрясения. а – для афтершоков Бусийнгольского землетрясения, б – для активизации 1976 г.

Южнобайкальское землетрясение 25.02.1999 ($\varphi = 51.64^\circ$ с. ш., $\lambda = 104.82^\circ$ в. д., $K_p = 14.6$, $M_w=6.0$), сопровождавшееся сериями форшоков и афтершоков, является сильнейшим землетрясением, произошедшим в пределах южного Байкала за инструментальный период наблюдения [Татьков, Тубанов, 2004]. данное событие произошло в области пересечения нескольких разломов северо-восточного, северо-западного и запад-восточного простирания [Татьков, Тубанов, 2004; Radziminovitch et al., 2006]. Форшоковая серия началась 9 февраля, магнитуда форшоков достигала значений $M_w=4.7$ ($K_p = 12$) [Radziminovitch et al., 2005, 2006]. Эпицентры форшоков были вытянуты в виде «цепочки» северо-западного простирания. Фаза основной активности завершилась Южнобайкальским землетрясением 25.02.1999 в 18:58. Второе по силе сейсмическое событие произошло через 13 минут после главного толчка и отличалось от него по магнитуде на 0.9. После главного толчка форма эпицентрального поля изменилось: теперь оно было вытянуто в северо-восточном направлении. Форшок-афтершоковая последовательность представлена двумя сериями толчков, разделенных фазами сейсмического затишья 23 и 24 февраля. Первая последовательность была вызвана движениями по разлому северо-западного простирания, а вторая – связана с главным толчком. В целом эпицентрального поле группы землетрясений вытянуто с севера на юг. В феврале эпицентрального поле имело тенденцию к расширению, а в марте 1999 г. количество афтершоков последовательности стало уменьшаться. В июне 1999 г. количество толчков данной области приблизилось к фоновым значениям [Radziminovitch et al., 2006].

В области эпицентрального поля Южнобайкальского землетрясения выделено $N_C=9$ цепочек группирующейся сейсмичности. Восемь из девяти цепочек произошли в феврале 1999 г., до и после самого Южнобайкальского землетрясения, и принадлежность этой цепочки к группе сомнений не вызывает. Последняя цепочка сформировалась 31 мая 2000 г., и ее принадлежность к группе остается не определенной, поскольку согласно [Radziminovitch et al., 2006], определение времени окончания серии афтершоков

затруднено: с одной стороны, уже в апреле 1999 г. количество толчков в данной области БРС достигло фоновых значений, с другой стороны, землетрясение, произошедшее в эпицентральной зоне Южнобайкальского землетрясения 31 мая, ($M_w=5.2$), указывает на то, что эта зона еще активна. Продолжительность цепочек составляет от нескольких минут до нескольких часов, цепочки образованы сейсмическими событиями с $K_p=8-14$. На розе-диаграмме азимутального распределения цепочек (рис. 4.7 а) прослеживаются различные направления цепочек. Для азимутального распределения цепочек наблюдается соответствие простиранию разломов, в зоне пересечения которых произошла данная группа землетрясений [Добрынина, Саньков, 2010; Radziminovitch et al., 2006]. Кроме того, при сопоставлении рисунков 4.7 а и б наблюдается частичное соответствие ориентации цепочек простиранию нодальных плоскостей в очагах землетрясений данной группы. Неполное соответствие объясняется тем, что в ориентации цепочек больше проявлена направленность эпицентрального поля форшоков.

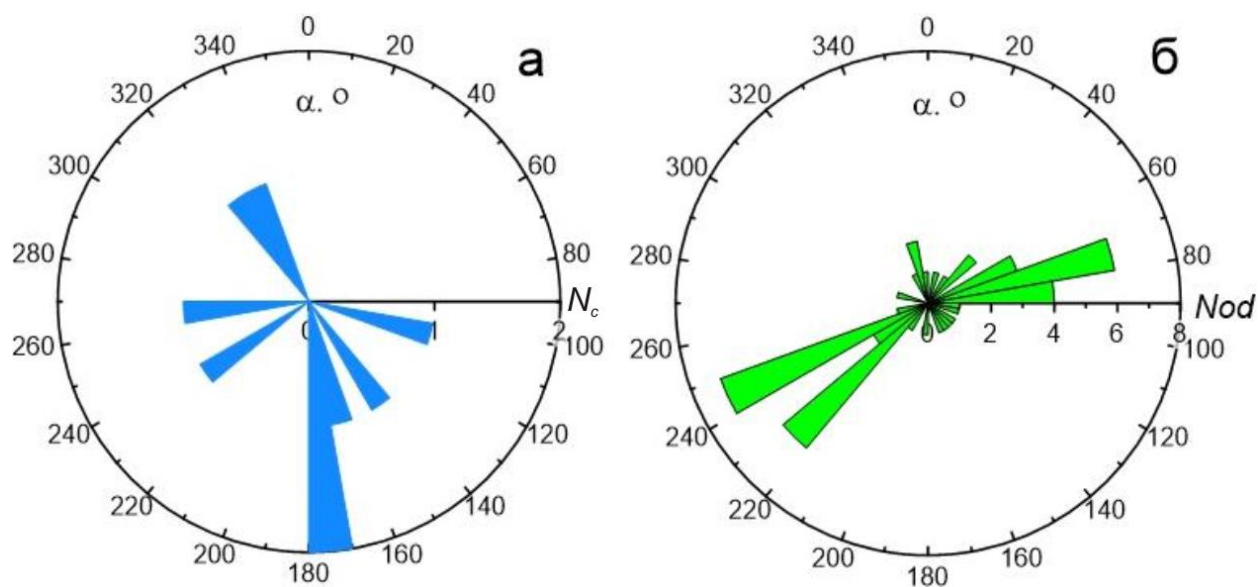


Рисунок 4.7. Розы-диаграммы распределения количеств цепочек группирующейся сейсмичности N_c по азимуту α в области Южнобайкальского землетрясения. а – для всех выделенных цепочек; б – распределение ориентаций нодальных плоскостей в очагах землетрясений группы [Radziminovitch et al., 2005].

В области Кяхтинского землетрясения 13.05.1989 ($\varphi = 50.17^\circ$ с. ш., $\lambda = 105.34^\circ$ в. д., $M_w=5.7$) определено и выделено $N_c=4$ цепочки группирующейся сейсмичности.

Цепочки продолжительностью 1–4.5 ч. происходили 13–24 мая 1989 г. и состояли из землетрясений с $K_p = 8-9$ и имели северное, сееверо-восточное и юго-восточное направление. Такие направления цепочек частично соответствуют простиранию одной из нодальных плоскостей в очаге главного землетрясения [Radziminovitch et al., 2013]. Кроме того, из рис. 4.5 видно, что направленность трех цепочек соответствует простиранию Бутуэлинского и Кижингского разломов, а сама группа цепочек находится на продолжении разломной зоны.

Концентрация квазилинейных цепочек землетрясений обнаружена в области Кичерского землетрясения 21.03.1999 ($\varphi = 55.83^\circ$ с. ш., $\lambda = 110.34^\circ$ в. д., $K_p = 14.5$; $M_w=6.0$), произошедшего в районе Кичеро-Верхнеангарского горного перешейка между Кичерской впадиной и бассейном Верхней Ангары. Сейсмическое событие приурочено к разлому северо-восток–юго-западного простирания. Общее число форшоков и афтершоков, происходящих в январе–декабре 1999 г., составляет около 6000 [Melnikova et al., 2007]. Затем в течение нескольких лет сейсмическая активность в этой области затухала.

В области формирования Кичерской группы землетрясений выделено $N_c=32$ цепочки землетрясений группирующейся сейсмичности, формирующиеся с февраля по декабрь 1999 г. Продолжительность цепочек составляет от нескольких минут до 21 ч. Цепочки состоят из событий с $K_p = 8-11$. На рис. 4.8 а приведены розы-диаграммы распределений количеств цепочек, выделенных в области Кичерской группы по азимутам. Из рисунка видно, что цепочки имеют различные азимуты с некоторым преобладанием северного и южного направлений. При сравнении рис 4.8 а и б наблюдается частичное соответствие азимутального распределения цепочек и простирания нодальных плоскостей в очагах землетрясений. Следует также отметить, что направленность значительной части цепочек соответствует простиранию расположенных в рассматриваемой области геологической среды Кичерского и Верхнеангарского разломов (см. рис. 4.5).

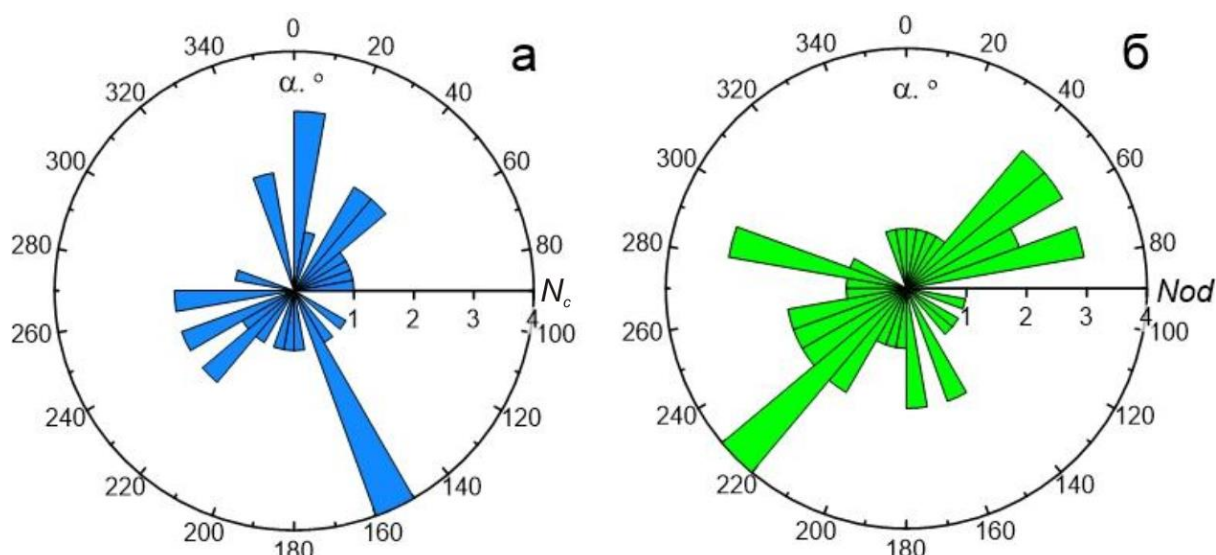


Рисунок 4.8. Розы-диаграммы распределения количеств цепочек группирующейся сейсмичности N_c по азимуту α в области Кичерского землетрясения. а – для всех выделенных цепочек; б – распределение ориентировок нодальных плоскостей в очагах землетрясений группы [Melnikova et al., 2007].

Концентрация небольшого количества цепочек землетрясений обнаружена в области многочисленной Томпудинской серии землетрясений, приуроченной к отрогам Баргузинского хребта, примыкающим к юго-восточному берегу Байкала. Максимальное количество толчков этой серии произошло в 2007 г., а главный толчок магнитудой $M_w=5.3$ ($K_r=14.2$) зарегистрирован 4.07.2007 ($(\varphi = 55.45^\circ$ с. ш., $\lambda = 110.39^\circ)$) [Гилева и др., 2013]. В работе [Мельникова, Гилева, 2017] установлено, что изолинии плотности эпицентров со временем вытягиваются в северо-восток–юго-западном направлении. Такое же направление деструкции земной коры выявлено в простирании плоскостей разрывов в очагах с известными механизмами [Гилева и др., 2013]. Наибольшая плотность толчков этой серии приурочена к сейсмоактивному блоку, ограниченному со всех сторон разноориентированными разломами в основном невысокого ранга [Мельникова, Гилева, 2017] и находящемуся на пересечении активных полос повышенной концентрации эпицентров север-восточного и северо-западного направлений.

В области эпицентрального поля Томпудинской серии выделено $N_c=8$ цепочек группирующейся сейсмичности, формирующихся в июле–августе 2007 г. Продолжительность цепочек составляет от 1 минуты до 15 ч., а энергетический класс

толчков $K_p=8-11$. На розе-диаграмме распределения цепочек по азимутам наблюдаются различные направления цепочек (рис. 4.9). Форма группы концентрации цепочек, а также направленность цепочек наибольшей длины соответствует форме кластера Томпудинской серии.

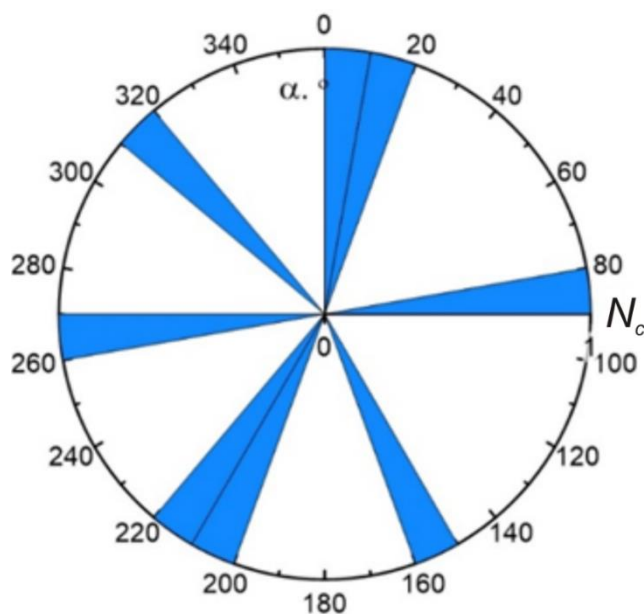


Рисунок 4.9. Роза-диаграмма распределения количеств цепочек группировочной сейсмичности землетрясений N_c по азимуту α в области Томпудинской серии землетрясений.

Еще одна область концентрации цепочек землетрясений соответствует области Олдонгсинской и Чаруодинской групп землетрясений. Первый рой начался в сентябре 1997 г. в пределах Верхнетокинской впадины, охватывающей верховья рек Токко и Чаруода. Всплеск его активности приходился на последнюю декаду октября. Всего в Олдонгсинском рое 1997 г. зафиксировано 597 толчков с $K_p=7-12$, причем 60% из них зарегистрированы в октябре [Козьмин, 2003]. Вторая группа произошла в ноябре–декабре 2005 г. в пределах Олекмо-Чарского нагорья, расположенного в междуречье Олекмы и ее притока Чары (бассейн р. Лены) между Байкальской рифтовой зоной и Становой складчатой системой в Южной Якутии. Чаруодинская группа сочетала в себе свойства роевой и афтершоковой последовательностей: сильные события роя сопровождалась последовательностями афтершоков [Шибаяев и др., 2011]. В течение указанного периода

времени зарегистрировано 2623 сейсмических событий, сильнейшее из которых произошло 10.11.2005 ($\varphi = 57.37^\circ$ с. ш., $\lambda = 120.77^\circ$ в. д., $K_p = 15.7$; $M_w=5.7$).

В области формирования роев землетрясений выделено $N_c=13$ цепочек землетрясений, формирующихся с октября 1997 по сентябрь 1999 г. и относящаяся к Олдонгсинскому рою. Продолжительность найденных цепочек составляет от нескольких минут до одних суток, а энергетический класс событий цепочек составляет $K_p = 8-13$. На розе-диаграмме распределения цепочек по азимутам (рис. 4.10) наблюдается соответствие распределения области растяжения на диаграмме механизма очага сильнейшего в Олдонгсинском рое, произошедшим 24.10.1997 с $K_p=12.5$ [Козьмин, 2003]. Кроме того, наблюдается соответствие азимутального распределения цепочек простиранию расположенных в данной области Токкинского и Ханьйского разломов (см. рис. 4.5).

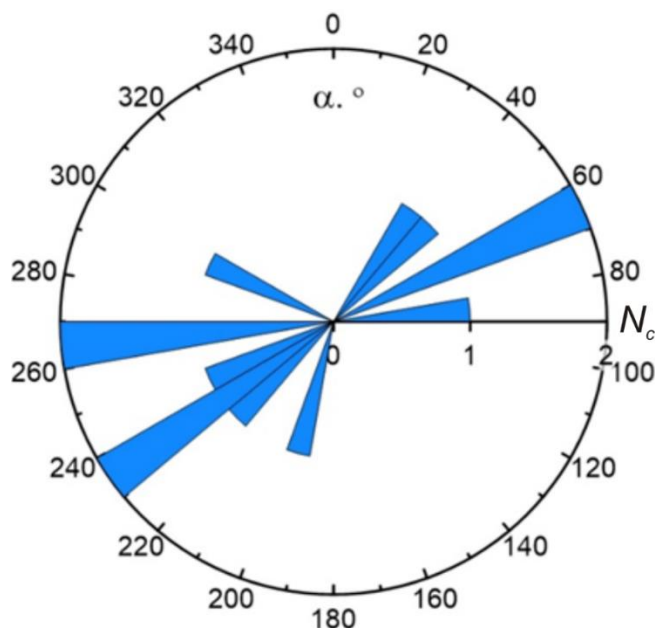


Рисунок 4.10. Роза-диаграмма распределения количеств цепочек группировки землетрясений N_c по азимуту α в области Олдонгсинского роя землетрясений.

В заключении данного раздела отметим следующее: можно полагать, что в группах землетрясений более длинные цепочки, скорее всего, приурочены к зонам разломов, а короткие цепочки могут быть приурочены к приразломным трещинам, образовавшимся в результате движения крыла тектонического разрыва, сопровождающегося значительным трением [Данилович, 1961; Шерман, Пшенников, 1980].

Таким образом, в выявленных и изученных областях концентрации цепочек группирующейся сейсмичности прослеживается связь расположения и направленности цепочек с простиранием разломных зон, приразломными трещинами и ориентацией нодальных плоскостей в очагах землетрясений. Наиболее вероятная плоскость разлома из двух нодальных в некоторых случаях маркируется преобладающим направлением цепочек, сформированных в группах сейсмических событий, что может являться наряду с другими косвенным признаком для решения этой задачи. По-видимому, цепочки землетрясений могут формироваться в единой плоскости разрыва или трассировать ее.

4.4. Скорости последовательного возникновения эпицентров в цепочках землетрясений

Скорости последовательного возникновения землетрясений в цепочках, выделенных при $q=10^\circ$ среди сейсмических событий с $K_p \geq 8$, зарегистрированных на территории БСЗ в период 1964–2013 годы, определены по формуле $V(\text{км/год}) = l/t$, где l (км) – расстояние между толчками в цепочке, t (год) – время между этими землетрясениями. Для каждой цепочки определены по три скорости – между первым и вторым, между вторым и третьим и между первым и третьим землетрясениями в цепочке [Ключевский, Какоурова, 2018б]. Принимая во внимание значения скорости «миграций», полученные предшественниками [Новопашина, Саньков, 2010; Левина, Ружич, 2015; Шерман, 2017], следует полагать возможными сейсмомиграциями цепочки землетрясений, скорости последовательного возникновения эпицентров в которых $V \leq 200$ км/год. На территории БСЗ не обнаружено цепочек с такими скоростями. При расчете скоростей в секторе $q = 20^\circ$ цепочки со скоростями $V \leq 200$ км/год также не выявлены.

С целью детализации исследования аналогичным образом были определены скорости последовательного возникновения эпицентров сильных землетрясений в цепочках с $K_p \geq 12$ на территории БСЗ в период 1964–2013 годы. Среди выделенных при $q = 10^\circ$ $N_c = 15$ цепочек лишь в одной цепочке скорости удовлетворяют заданному условию: $V_{12} \approx 94$ км/год, $V_{23} \approx 121$ км/год, $V_{13} \approx 95$ км/год. Информация о

землетрясениях в этой цепочке приведена в табл. 4.1. При увеличении сектора до $q = 20^\circ$ выделено $N_c = 30$ цепочек землетрясений, но ни в одной из них условие $V \leq 200$ км/год не выполнялось. Среди землетрясений Байкальского региона с $K_p \geq 13$ цепочки со скоростями $V \leq 200$ км/год не найдены.

Таблица 4.1
Информация о цепочке землетрясений БСЗ с $K_p \geq 12$, в которой скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	$\varphi, ^\circ$ с. ш.	$\lambda, ^\circ$ в. д.	K_p	$V, \text{ км/год}$
03.08.2006	16:57:15	55.41	110.39	12.3	$V_{12} \approx 94$
04.12.2006	9:14:4.6	55.67	110.19	13.6	$V_{23} \approx 121$
11.12.2006	09:08:46.3	55.69	110.18	13.1	$V_{13} \approx 95$

При аналогичных условиях определены и проанализированы скорости в цепочках землетрясений второго района. В цепочках землетрясений с $K_p \geq 8$ скоростей $V \leq 200$ км/год не обнаружено. Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ в секторе $q = 10^\circ$ выделено $N_c = 4$ цепочки, две из которых удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год. Информация об этих цепочках приведена в табл. 4.2. В секторе $q = 20^\circ$ выделено $N_c = 9$ цепочек, три из которых удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год. Данные об этих цепочках приведены в табл. 4.3.

Таблица 4.2
Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных во втором районе при $q = 10^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	$\varphi, ^\circ$ с. ш.	$\lambda, ^\circ$ в. д.	K_p	$V, \text{ км/год}$
Цепочка 1					
31.05.2000	16:28:8.7	51.71	104.84	13.4	$V_{12} \approx 109$
10.10.2001	1:48:59	52.43	106.66	12.8	$V_{23} \approx 118$
28.07.2002	20:28:33.4	52.99	107.71	13.1	$V_{13} \approx 112$
Цепочка 2					
10.10.2001	1:48:59	52.43	106.66	12.8	$V_{12} \approx 118$
28.07.2002	20:28:33.4	52.99	107.71	13.1	$V_{23} \approx 167$
26.05.2003	14:57:26.3	53.32	108.34	11.9	$V_{13} \approx 93$

Таблица 4.3
Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных во втором районе при $q = 20^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	$\varphi, ^\circ$ с. ш.	$\lambda, ^\circ$ в. д.	K_p	$V, \text{ км/год}$
Цепочка 1					
09.08.1972	19:42:15.1	52.8	107.73	14	$V_{12} \approx 42$
28.02.1973	10:17:22.1	53.0	107.83	12	$V_{23} \approx 133$
22.05.1973	10:13:37.1	53.23	108.07	12	$V_{13} \approx 67$
Цепочка 2					
19.05.1996	2:52:0.1	53.91	109.17	11.7	$V_{12} \approx 6.5$
29.07.1996	0:47:37.6	53.9	109.18	13.6	$V_{23} \approx 43$

25.02.1998	15:52:36.3	53.5	109.97	12	$V_{13} \approx 39$
Цепочка 3					
27.09.2010	13:00:3.3	53.32	108.47	12.6	$V_{12} \approx 15$
23.11.2010	1:31:48.0	53.3	108.48	11.6	$V_{23} \approx 72$
16.07.2011	18:38:52	52.88	108.49	14.5	$V_{13} \approx 61$

Среди землетрясений второго района с $K_p \geq 13$ в секторе $q = 10^\circ$ выделено $N_c = 3$ цепочки, две из которых удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год. Информация об этих цепочках приведена в табл. 4.4. В секторе $q = 20^\circ$ выделена одна цепочка, скорости в которой не удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год.

Таблица 4.4.

Информация о цепочках землетрясений второго района БРС с $K_p \geq 13$,
в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
Цепочка 1					
31.05.2000	16:28:8.7	51.71	104.84	13.4	$V_{12} \approx 109$
10.10.2001	1:49:59	52.43	106.66	12.8	$V_{23} \approx 118$
28.07.2002	20:28:33.4	52.99	107.71	13.1	$V_{13} \approx 112$
Цепочка 2					
10.10.2001	1:49:59	52.43	106.66	12.8	$V_{12} \approx 118$
28.07.2002	20:28:33.4	52.99	107.71	13.1	$V_{23} \approx 11$
20.05.2008	20:42:43.4	53.30	108.49	14.3	$V_{13} \approx 24$

При аналогичных условиях определены и проанализированы скорости в цепочках землетрясений с $K_p \geq 8$, $K_p \geq 12$ и $K_p \geq 13$, произошедших в зоне Тункинского (длина $L \approx 226$ км), Ольхонского ($L \approx 180$ км) и Муяканского ($L \approx 120$ км) [Леви и др., 1996] разломов за 1964–2014 годы. Скорости вертикальных смещений по данным разломам составляют 0.9 ± 0.1 мм/год, 0.9 ± 0.2 мм/год [Аржанникова, 2021] и 0.7 ± 0.1 мм/год [San'kov et al., 2000].

В зоне Тункинского разлома среди толчков с $K_p \geq 8$ в цепочках не выявлены скорости $V \leq 200$ км/год. Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ в секторе $q = 10^\circ$ выделено две цепочки со скоростями в пределах 1–40 км/год (табл. 4.5). В секторе $q = 20^\circ$ у всех трех выделенных цепочек скорости удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год (табл. 4.6). Среди 4 землетрясений с $K_p \geq 13$, произошедших в пределах Тункинского разлома, цепочки не обнаружены.

Таблица 4.5

Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных в зоне Тункинского разлома при $q = 10^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
Цепочка 1					
05.12.1982	23:12:17.7	51.73	101.34	12	$V_{12} \approx 1.5$
25.11.1989	0:24:4.6	51.69	101.48	12.5	$V_{23} \approx 1.7$
22.12.1991	12:27:11.6	51.68	101.53	11.9	$V_{13} \approx 1.5$
Цепочка 2					
22.12.1991	12:27:11.6	51.68	101.53	11.9	$V_{12} \approx 40$
13.01.1993	5:18:15	51.68	102.14	11.7	$V_{23} \approx 16$
29.06.1995	23:02:27.2	51.71	102.7	14	$V_{13} \approx 23$

Таблица 4.6

Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных в зоне Тункинского разлома при $q = 20^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
Цепочка 1					
05.12.1982	23:12:17.7	51.73	101.34	12	$V_{12} \approx 1.5$
25.11.1989	0:24:4.6	51.69	101.48	12.5	$V_{23} \approx 1.7$
22.12.1991	12:27:11.6	51.68	101.53	11.9	$V_{13} \approx 1.5$
Цепочка 2					
25.11.1989	0:24:4.6	51.69	101.48	12.5	$V_{12} \approx 1.7$
22.12.1991	0:24:4.6	51.69	101.48	12.5	$V_{23} \approx 40$
13.01.1993	5:18:15	51.68	102.14	11.7	$V_{13} \approx 15$
Цепочка 3					
22.12.1991	12:27:11.6	51.68	101.53	11.9	$V_{12} \approx 40$
13.01.1993	5:18:15	51.68	102.14	11.7	$V_{23} \approx 16$
29.06.1995	23:02:27.2	51.71	102.7	14	$V_{13} \approx 23$

При анализе толчков с $K_p \geq 8$ в зоне Ольхонского разлома не найдено цепочек с $V \leq 200$ км/год. Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ в секторе $q = 10^\circ$ выделено три цепочки, две из которых имеют 13–67 км/год и удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год (табл. 4.7). Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ в секторе $q = 20^\circ$ выделено шесть цепочек, четыре из которых удовлетворяют условию $V \leq 200$ км/год (табл. 4.8), но имеют скорости несколько выше: 12–133 км/год. Цепочки с $K_p \geq 13$ в зоне разлома не обнаружены.

Таблица 4.7

Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных в зоне Ольхонского разлома при $q = 10^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
Цепочка 1					
30.09.1998	20:06:57.6	52.76	107.08	11.9	$V_{12} \approx 13$
28.07.2002	20:28:33.4	52.99	107.71	13.1	$V_{23} \approx 67$
26.05.2003	14:57:26.3	53.32	108.34	11.9	$V_{13} \approx 23$
Цепочка 2					
13.12.2006	17:44:11.6	52.81	107.33	11.8	$V_{12} \approx 13$
29.11.2009	8:30:34.6	53.05	107.77	11.6	$V_{23} \approx 67$
27.09.2010	13:00:00.3.3	53.32	108.47	12.6	$V_{13} \approx 25$

Таблица 4.8

Информация о цепочках землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенных в зоне Ольхонского разлома при $q = 20^\circ$, в которых скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
Цепочка 1					
20.03.1972	6:51:1.3	52.45	106.65	12	$V_{12} \approx 106$
28.02.1973	10:17:22.1	53.0	107.83	12	$V_{23} \approx 133$
22.05.1973	10:13:37.1	53.23	108.07	12	$V_{13} \approx 110$
Цепочка 2					
22.05.1973	10:13:37.1	53.23	108.07	12	$V_{12} \approx 72$
18.09.1973	13:56:30.3	53.14	107.75	12	$V_{23} \approx 31$
17:01:1976	16:50:50.6	52.72	106.82	12	$V_{13} \approx 36$
Цепочка 3					
31.03.1978	17:36:27.2	53.42	108.34	12	$V_{12} \approx 162$
30.11.1978	16:23:16.6	52.78	107.12	12	$V_{23} \approx 14$
3.07.1980	6:42:43.0	52.61	106.92	12	$V_{13} \approx 56$
Цепочка 4					
13.12.2006	17:44:11.6	52:81	107:33	11.8	$V_{12} \approx 13$
29.11.2009	8:30:34.6	53.05	107.71	11.6	$V_{23} \approx 67$
27.09.2010	13:00:3.3	53.32	108.47	12.6	$V_{13} \approx 25$

При анализе толчков с $K_p \geq 8$ в зоне Муяканского разлома на северо-восточном фланге БРС в секторах $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$ определена и выделена одна цепочка с $V \leq 200$ км/год (табл. 4.9), все скорости в которой превышают 100 км/год. Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ в секторах $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$ выделена одна цепочка, удовлетворяющая условию $V \leq 200$ км/год (табл. 4.10) с скоростями 5–6 км/год. Цепочки с $K_p \geq 13$ в зоне разлома не выделены.

Таблица 4.9

Информация о цепочке землетрясений с $K_p \geq 8$, выделенной в зоне Муяканского разлома при $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$, в которой скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
15.07.1996	22:55:4.0	56.14	114.52	8.9	$V_{12} \approx 103$
24.07.1996	23:10:9.0	56.12	114.54	7.9	$V_{23} \approx 126$
01.08.1996	8:29:44.9	56.1	114.56	7.6	$V_{13} \approx 113$

Таблица 4.10

Информация о цепочке землетрясений с $K_p \geq 12$, выделенной в зоне Муяканского разлома при $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$, в которой скорости $V \leq 200$ км/год

дата	время	φ , ° с. ш.	λ , ° в. д.	K_p	V , км/год
03.01.2009	3:50:15.6	56.23	113.55	12.2	$V_{12} \approx 5$
23.05.2014	19:42:27.6	56.07	113.88	14.3	$V_{23} \approx 5.8$
04.09.2014	17:05:6.5	56.06	113.9	12	$V_{13} \approx 5$

При сравнении найденных в рассмотренных разломах скоростей изменения положения эпицентров землетрясений в цепочках и скоростей вертикальных смещений в этих разломах наблюдается следующая тенденция: чем выше скорость вертикальных смещений по разлому и ее разброс, тем больше скорость возможных «миграций» и разброс скоростей изменения положения эпицентров в цепочках (рис. 4.11). Тенденция уменьшения скоростей «миграций» на флангах БРС по сравнению с ее центральной частью отмечается и в работе [Новопашина, Саньков, 2010].

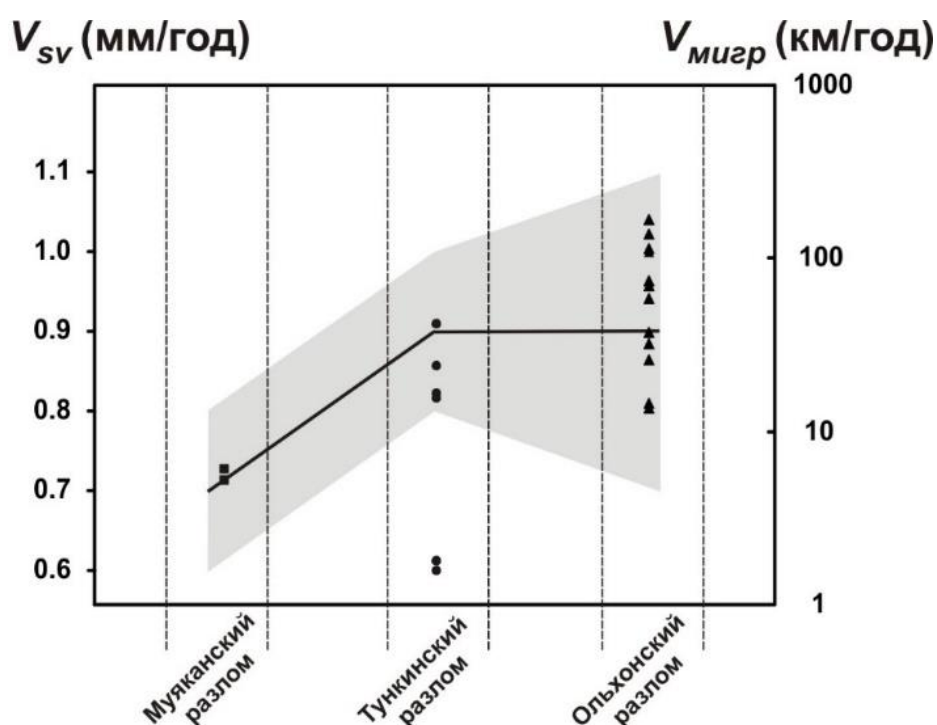


Рисунок 4.11. Сравнение изменения положений эпицентров землетрясений, формирующих цепочки, в логарифмической шкале ($V_{мигр}$), обозначенных черными маркерами, и скоростей вертикальных смещений по разломам (V_{sv}) [Аржанникова, 2021; San'kov et al., 2000], обозначенных черной линией с разбросами (серая область).

Скорости последовательного возникновения эпицентров в цепочках землетрясений Байкальского региона могут сильно варьировать. При ограничении скоростей значением $V \leq 200$ км/год было установлено, что среди толчков с $K_p \geq 8$ имеется одна цепочка, которую можно принять цепочкой сейсмомиграций по значениям скоростей. Эта цепочка выявлена в зоне Муяканского разлома, скорости последовательного возникновения эпицентров в ней превышают 100 км/год. Среди землетрясений с $K_p \geq 12$ на всех иерархических уровнях земной коры найдены единичные цепочки. Скорости в этих

цепочка на уровне разломов составляют километры – десятки километров в год, в то время как на уровнях БСЗ и второго района эти скорости выше – в основном многие десятки и более ста километров в год. Заметим, что наименьшие скорости последовательного возникновения эпицентров землетрясений в цепочках выявлены в зонах Муяканского и Тункинского разломов, расположенных на флангах БРС. Здесь найдены цепочки, в которых скорости составляют не более 6 км/год, в то время как в зоне Ольхонского разлома, расположенном в центральной части БРС, скорости значительно выше. Среди самых сильных землетрясений с $K_p \geq 13$ в зонах разломов не выделены цепочки землетрясений, единичные цепочки выделяются и соответствуют условию $V \leq 200$ км/год в пределах крупных территорий. Скорости в таких цепочках обычно превышают 100 км/год. Это можно объяснить тем, что заданные по условию $V \leq 200$ км/год небольшие скорости «миграций» обусловлены сверхнизкой частотой и примерно постоянным рекуррентным интервалом реализации сильных землетрясений. Для слабых толчков все гораздо сложнее: так в Байкальском регионе ежегодно регистрируются 4-5 тысяч землетрясений с $K_p \geq 8$ и время между ними в среднем соответствует примерно 30 минутам. Если последовательные толчки произошли на расстоянии 900 км, то скорость последовательного возникновения эпицентров равна $V \approx 0.5$ км/сек ($V \approx 1.6 \times 10^7$ км/год); при расстоянии 90 км скорости $V \approx 0.05$ км/сек ($V \approx 1.6 \times 10^6$ км/год). Эти оценки показывают, что у основной массы землетрясений региона скорости последовательного возникновения эпицентров последовательных толчков формально соответствуют $V \sim 10^6 \div 10^7$ км/год (см. рис. 4.12), а максимальные скорости будут выше. Согласно [Быков, 2005; Викулин и др., 2012] такие скорости распространения «миграций» соответствуют быстрым тектоническим волнам. Минимальные значения скоростей задаются большими интервалами времени между сильными землетрясениями (годы, десятки или сотни лет в зависимости от энергетического класса), произошедшими в зоне одного разлома, допустим длиной $L \approx 200$ км ($V \approx \frac{200 \text{ км}}{1 \text{ год}} \approx 200$ км/год, $V \approx \frac{200 \text{ км}}{10 \text{ лет}} \approx 20$ км/год или $V \approx \frac{200 \text{ км}}{100 \text{ лет}} \approx 2$

км/год). Эти величины и определяют полученные предшественниками в результате обработки данных по сильным землетрясениям низкие скорости «миграций» очагов сильных землетрясений, которые могут быть обусловлены распространением медленных тектонических волн [Быков, 2005; Викулин и др., 2012].

Выводы к главе 4

1. Изучение распределения субрегиональных цепочек землетрясений показало согласованность формирования цепочек с напряженно-деформированным состоянием земной коры. Так большое количество цепочек формируется в центральной части БРС и на большей части ее северо-восточного фланга, где превалирует режим растяжения, а плоскости разрыва совпадают с простираем главных разломов. На юго-западном фланге цепочек формируется значительно меньше.

2. Локальные цепочки частично или полностью маркируют блоки земной коры, а также приурочены к зонам разломов и впадинам. Такие цепочки найдены как в центральной части БРС, так и на ее флангах.

3. В областях группирующейся сейсмичности найдены области концентрации цепочек землетрясений. Часто наблюдается согласование направления цепочек землетрясений с расположенными в таких областях разломами, и, возможно, с приразломными трещинами. Отмечается соответствие направлений таких цепочек как с ориентациями плоскостей разрывов в очагах землетрясений группы, так и простираемразломов и ориентацией эпицентральных полей форшоков и афтершоков.

4. Значения скоростей последовательного возникновения эпицентров в цепочках землетрясений Байкальского региона могут существенно варьировать. По значениям скоростей последовательного возникновения эпицентров в цепочках землетрясений при условии $V \leq 200$ км/год единичные цепочки возможных «миграций» сильных толчков выявлены на разных масштабных уровнях Байкальского региона.

Заключение

В диссертации в рамках проблемы изучения современной геодинамики земной коры Байкальского региона разработана и реализована формализованная методика исследования мигрирующей сейсмичности в статистике поля эпицентров землетрясений. Определены и выделены квазилинейные цепочки землетрясений на разных иерархических уровнях земной коры Байкальского региона: в регионе, трех районах и в зонах Тункинского, Ольхонского и Муяканского разломов. Построены карты распределения цепочек и изолиний плотности цепочек, графики изменений чисел цепочек во времени, гистограммы распределения цепочек по азимутам. Выполнен анализ пространственного, временного и энергетического распределения цепочек землетрясений, выявлены азимуты направленности, изучены распределения продолжительностей цепочек, расстояний между землетрясениями в цепочках и оценены скорости последовательного возникновения эпицентров в цепочках. В ходе работы решены следующие задачи:

1. С целью получения материалов о направленных возникновениях эпицентров последовательных во времени толчков, разработана методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений. Методика основана на азимутальном анализе поля эпицентров землетрясений, полностью формализована, позволяет анализировать нужные пространственно-временные выборки толчков в различных диапазонах энергетических классов и получать достаточный для статистической обработки материал по цепочкам землетрясений. Методика является универсальной относительно распределения землетрясений в пространстве и времени, а также позволяет единообразно обрабатывать большое количество толчков различного энергетического класса или магнитуды. Достоверность методики подтверждена тестированием на реальных и имитационных массивах данных со вставленными в них модельными линейными цепочками событий.

2. Для тестирования и оценки значимости полученных результатов разработана и реализована имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности в площадке

круглой формы, включающей в себя несколько зон разломов, и в зоне одного разлома в виде площадки прямоугольной формы. При обработке большого числа сгенерированных выборок имитационных случайных событий установлены статистические критерии определения и выделения цепочек землетрясений, позволяющие задать размер выборки, которую необходимо произвести из каталога землетрясений для выделения цепочки определенной длины в известном угловом секторе на заданном уровне значимости. Определена частота реализации цепочек в выборках разного объема и показано, что частота реализации не зависит от размера выборки, а обусловлена упорядоченностью и видом распределения событий в площадке. Цепочки землетрясений и имитационных событий определены и выделены во всех проведенных тестах, число цепочек растет пропорционально объемам исходных данных: чем больше землетрясений или событий в выборке, тем больше выделяется цепочек. Эта общая закономерность в совокупности с выделением цепочек среди имитационных случайных событий указывает на возможность выделения из «Каталога землетрясений Прибайкалья» случайных цепочек (псевдомиграций) и цепочек сейсмомиграций.

3. Определены и выделены квазилинейные цепочки землетрясений на трех иерархических уровнях Байкальского региона: для землетрясений с $K_p \geq 8$ в регионе количество цепочек $M = 2172$, в трех районах – $M_{p1} = 325$, $M_{p2} = 487$ и $M_{p3} = 942$ соответственно, в зоне Тункинского ($M_{Тун} = 64$), Ольхонского ($M_{Ольх} = 172$) и Муяканского ($M_{Муяк} = 96$) разлома. Выявлено согласование азимутов и расположения цепочек с основными сейсмоактивными разломами. При анализе расстояний и времен между землетрясениями были найдены сопоставимые ограничения, когда длина цепочки подчиняется логнормальному закону для группирующейся сейсмичности, а время между двумя последовательными событиями для остальной части выборки соответствует экспоненциальной модели Пуассона. Наилучшее согласие обнаружено для Байкальского региона, несколько хуже – для районов. Установлено, что длины цепочек имеют несколько мод распределений, соответствующих отражению зон деструкции литосферы

разных масштабов. Таким образом, выделяются трансрегиональные, региональные, субрегиональные, локальные и цепочки группирующейся сейсмичности. Цепочки трех последних типов могут являться цепочками «миграций» землетрясений. Большинство цепочек образовано слабыми землетрясениями, с ростом энергетического класса толчков число цепочек уменьшается. При увеличении сектора допустимой нелинейности в два раза количество цепочек в полных выборках данных и выборках слабых землетрясений возрастает примерно в два раза; для цепочек сильных толчков это выполняется не всегда. По закономерностям, установленным как для цепочек случайных событий, так и для цепочек землетрясений, сделан вывод, что некоторая часть выделенных цепочек землетрясений является результатом случайного пространственно-временного распределения толчков.

4. При изучении распределений субрегиональных цепочек землетрясений прослеживается совпадение формирования таких цепочек с определенным напряженно-деформированным состоянием земной коры региона. Так, формирование многочисленных цепочек установлено в центральной части и на большей части северо-восточного фланга БРС, где превалирует режим растяжения, а плоскости разрыва совпадают с простираем главных разломов. Локальные цепочки маркируют частично или полностью блоки литосферы, а также разломы и впадины. Цепочки группирующейся сейсмичности формируются в областях группирующейся сейсмичности, где наблюдается соответствие направлений части цепочек с простираем зон разломов и ориентациями плоскостей разрывов в очагах землетрясений.

5. Для выявления цепочек «миграций» землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности региона использованы значения скоростей последовательного возникновения эпицентров землетрясений в цепочках, ограниченные согласно результатам предшественников до $V \leq 200$ км/год. При таком ограничении на разных масштабных уровнях региона выявлено несколько цепочек возможных сейсмомиграций сильных землетрясений. Поскольку число цепочек возможных сейсмомиграций,

определенных по условию $V \leq 200$ км/год невелико, возникает задача поиска параметров, позволяющих осуществить идентификацию мигрирующей сейсмичности.

Таким образом, результаты настоящей работы расширяют возможности исследования мигрирующей сейсмичности за счет универсальности разработанной методики, а также выявленных и подтвержденных закономерностей распределения цепочек землетрясений. Квазилинейные цепочки землетрясений маркируют зоны деструкции земной коры Байкальского региона на разных иерархических уровнях, что дает возможность в дальнейшем использовать цепочки землетрясений как один из инструментов для изучения и уточнения распределения разломных зон сейсмоактивной территории.

Литература

1. Алтае-Саянский филиал ФГБУ ФИЦ «Единая геофизическая служба Российской академии наук» [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.asgsr.ru>. Заглавие с экрана. Дата обращения: 03.03.2022.
2. Анализ геодинамических и сейсмических процессов // Вычислительная сейсмология / Под ред. В. И. Кейлис-Борока, Г. М. Молчана. М.: ГЕОС, 2004. Вып. 35. 329 с.
3. Аржанникова А. В. Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое: специальность 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика»: диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук / А. В. Аржанникова; Институт земной коры СО РАН. Иркутск, 2021. 410 с.
4. Артюшков Е. В., Летников Ф. А., Ружич В. В. О разработке нового механизма формирования Байкальской впадины // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск. Наука. 1990. С. 367–376.
5. Байкальский филиал ФГБУ ФИЦ «Единая геофизическая служба Российской академии наук» [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.seisbukl.ru>. Заглавие с экрана. Дата обращения: 13.03.2019.
6. Барабанов В. Л., Гриневский А. О., Беликов В. М. О миграции коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М. Наука. 1994. С. 149–167.
7. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1983. 417 с.
8. Боровик Н. С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 12. С. 3-9.
9. Бот М. О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений. М. Мир. 1968. С. 9–20.

10. Бояров А. А. Рандомизированный алгоритм стохастической аппроксимации для кластеризации смеси гауссовых распределений при разреженных параметрах // Стохастическая оптимизация в информатике. 2019. Т. 15. № 1. С. 3–19.
11. Бунэ В. И., Гзовский М. В., Запольский К. К., Кейлис-Борок В. И., Крестников В. Н., Малиновская Л. Н., Нерсесов И. Л., Павлова Г. И., Раутиан Т. Г., Рейснер Г. И., Ризниченко Ю. В., Халтурин В. И. Методы детального изучения сейсмичности // Труды ИФЗ АН СССР. М. Изд-во. АН СССР. 1960. № 9 (176). 327 с.
12. Быков В. Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.
13. Васильковский Н. П., Репников М. П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент: изд-во УзФАН, 1940. 127 с.
14. Викулин А. В. Физика волнового сейсмического процесса. П-К.: КГПУ, 2003. 150 с.
15. Викулин А. В., Викулина С. А., Акманова Д. Р., Долгая А. А. Миграция сейсмической и вулканической активности как проявление волнового геодинамического процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 1. С. 1–18.
16. Вилькович Е. В., Губерман Ш. А., Кейлис-Борок В. И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Доклады АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 77–80.
17. Вилькович Е. В., Шнирман М. Г. О миграции очагов землетрясений вдоль крупных разломов и зон Беньофа // Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. Вычислительная сейсмология. Вып. 13. М. Наука. 1980. С. 19–24.
18. Восточно-сибирский геопортал «Active Tctonics» [Электронный ресурс]. Режим доступа <http://activetectonics.ru>. Заглавие с экрана. Дата обращения 11.07.2022.
19. Гайский В. Н. Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970. 122 с.

20. Гао Ш., Дэвис П. М., Лю Х., Слэк Ф. Д., Зорин Ю. А., Логачев Н. А., Коган М. Г., Баркхолдер П. Д., Майер Р. П. Предварительные результаты телесеismicических исследований мантии Байкальского рифта // Физика Земли. 1994. № 7/8. С.113–122.
21. Гилева Н. А., Мельникова В. И., Радзиминович Я. Б. Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с $K_p=14.2$, $M_w=5.4$, $I_0=7-8$ (северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии, 2007 г. Обнинск. ГС РАН, 2013. С. 363– 372.
22. Гладков А. А., Лунина О. В. База данных сейсмогенных источников юга восточной Сибири на основе разработанной ГИС «ActiveTectonics» // Геоинформатика. 2016. № 4. С. 3–10.
23. Голенецкий С. И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 111–116.
24. Голенецкий С. И. Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Физика Земли. 1976. № 1. С. 85–94.
25. Голенецкий С. И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М. Наука. 1977. С. 3–42.
26. Голенецкий С. И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: ИМЯ, 1997. 92 с.
27. Голенецкий С. И. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 68–77.
28. Голенецкий С. И., Демьянович В. М., Филина А. Г. Представительность землетрясений Южной Сибири и Монголии в 1980-1990 гг. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М. ОИФЗ. 1993. С.83–85.

29. Горбунова Е. А., Шерман С. И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ (Центральная Азия) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 18–25.
30. Губерман Ш. А. Землетрясения, неравномерность вращения Земли и D-волны // Доклады АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1314–1317.
31. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. 1961. Вып. 2 (XXIX). 48 с.
32. Демьянович М. Г., Демьянович В. М. Активные в кайнозой разломы Монголо-Сибирского горного региона // Сейсмичность Южно-Якутского региона и прилегающих территорий. Якутск. Изд-во ЯГУ. 2005. С. 68–81.
33. Демьянович В. М., Демьянович М. Г., Ключевский А. В. Основные разломы Байкальской рифтовой зоны и формируемая ими сейсмичность // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2007. С. 108–116.
34. Демьянович В. М., Ключевский А. В. Углы падения в очагах землетрясений Байкальского региона // Доклады академии наук. 2018. Т. 479. № 5. С. 536–541.
35. Денисенко И. А., Лунина О. В., Гладков А. С., Казаков А. В., Серебряников Е. С., Гладков А. А. Структура дельтового разлома и сейсмогенные смещения на участке Шерашево–Инкино по данным георадиолокации (Байкальский регион) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 879–888.
36. Джурик В. И., Ключевский А. В., Серебряников С. П., Демьянович В. М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 420 с.
37. Добрынина А. А., Саньков В. А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 2. С. 52–61.

38. Долгая А. А., Герус А. И., Викулин А. В. Интерпретация миграции геодинамической активности геосреды распространением в ней ротационных волн // Процессы в геосредах. 2016. № 4(8). С. 15–21.
39. Дядьков П. Г., Мельникова В. И., Саньков В. А., Назаров Л. А., Назарова Л. А., Тимофеев В. Ю. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение 1992-1996 гг. // Доклады академии наук. 2000. № 1. С. 99–103.
40. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Филина А. Г., Лескова Е. В. Колесников Ю. И., Рудаков А. Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–43.
41. Жалковский Н. Д., Кучай О. А., Мучная В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
42. Землетрясения России в 2007 году / Под ред. А. А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2009. 220 с.
43. Землетрясения Северной Евразии. 2007 год / Под ред. О. Е. Старовойта. Обнинск: ГС РАН, 2013. 506 с.
44. Землетрясения Северной Евразии. 2008 год / Под ред. О. Е. Старовойта. Обнинск: ГС РАН, 2014. 520 с.
45. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669-672.
46. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 167 с.
47. Зорин Ю. А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск. Наука. 1977. С. 36–47.

48. Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43–52.
49. Зорин Ю. А., Турутанов Е. Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т.45. № 10. С.1248–1258.
50. Зорин Ю. А., Турутанов Е. Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т.46. № 7. С. 685–699.
51. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
52. Имаев В. С., Имаева Л. П., Гриб Н. Н., Колодезников И. И. Новая карта сейсмоструктуры Восточной Сибири: принципы и методы построения // Наука и образование. 2015. № 3. С. 26–33.
53. Имаева Л. П., Мельникова В. И., Имаев В. С. Сейсмоструктурная деструкция северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 2012. Т. 443. № 4. С. 492–494.
54. Какоурова А. А., Зуев Ф. Л. Математическое моделирование миграции землетрясений // XXVIII Всероссийская конференция молодых ученых по математическому моделированию и информационным технологиям. Иркутск. Институт динамики систем и теории управления СО РАН. 2017. С. 37–38.
55. Какоурова А. А., Ключевский А. В. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности: зона разлома // Вестник ИрГТУ. 2017. Т. 21. № 6 (125). С. 49–59.
56. Какоурова А. А., Ключевский А. В. Мигрирующая сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой зоны: пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек землетрясений // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1577–1594.

57. Какоурова А. А., Ключевский А. В., Демьянович В. М., Зуев Ф. Л. Определение критериев для выделения цепочек землетрясений в зоне разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск. Институт земной коры СО РАН. 2017. С. 109–111.
58. Касахара К. Механика землетрясений. Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.
59. Ключевская А. А., Демьянович В. М., Ключевский А. В., Зуев Ф. Л., Какоурова А.А. Группы землетрясений и группирующаяся сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой системы // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности. Нерюнгри. Изд-во. Технического ин-та (ф) СВФУ. 2015. С. 111–119.
60. Ключевская А. А., Какоурова А. А. Варианты и способы декластеризации «Каталога землетрясений Прибайкалья» // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран. Иркутск. Институт земной коры СО РАН. 2015. С. 87–89.
61. Ключевский А. В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона // Доклады академии наук. 2000. Т.373. № 5. С. 681–683.
62. Ключевский А. В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С.65–78.
63. Ключевский А. В. Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2007. № 12. С.14–26.
64. Ключевский А. В. Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // Доклады академии наук. 2011. Т. 437. № 2. С. 249–254.
65. Ключевский А. В. Фокальные параметры сильных землетрясений Прибайкалья: основные закономерности // Доклады академии наук. 2014. Т. 457. № 4. С. 466–470.

66. Ключевский А. В., Демьянович В. М. Напряженно-деформированное состояние литосферы северо-восточного фланга Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 65–78.
67. Ключевский А. В., Демьянович В. М., Баяр Г. Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений Байкальского региона и Монголии // Геология и геофизика. 2005. Т.46. № 7. С.746-762.
68. Ключевский А. В., Демьянович В. М., Ключевская А. А. Энергетическая структура сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 2015 а. Т. 464. № 5. С.611–617.
69. Ключевский А. В., Демьянович В. М., Ключевская А. А., Зуев Ф. Л., Какоурова А. А., Черных Е. Н., Брыжак Е. В. Группирующаяся сейсмичность Прибайкалья // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Иркутск. Изд-во ИГ СО РАН. 2015 б. С.139–143.
70. Ключевский А. В., Зуев Ф. Л. Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // Доклады академии наук. 2007. Т. 415. № 5. С. 682–687.
71. Ключевский А. В., Какоурова А. А. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности // Вестник ИрГТУ. 2016. № 8 (115). С. 74–84.
72. Ключевский А. В., Какоурова А. А. Основные критерии выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Известия ИГУ. Сер. «Науки о Земле». 2018 а. Т. 23. С.64–73.
73. Ключевский А. В., Какоурова А. А. Скорости «перемещения» эпицентров в цепочках землетрясений Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск. Институт земной коры СО РАН. 2018 б. С. 118–119.

74. Ключевский А. В., Какоурова А. А. Исследование мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 2019. Т. 488. № 3. С. 83–88.
75. Ключевский А. В., Какоурова А. А., Ключевская А. А. Базовая модель мигрирующей сейсмичности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016. С. 114–116.
76. Ключевский А. В., Ключевская А. А. Сейсмический процесс в литосфере Байкальской рифтовой зоны: эпизоды синхронизации // Доклады академии наук. 2009. Т. 425. № 2. С. 240–244.
77. Козьмин Б. М. Якутия // Землетрясения северной Евразии в 1997 году. М. ГС РАН. 2003. С. 151–156.
78. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации / Под ред. В. Н. Страхова, В. И. Уломова. М.: ОИФЗ, 1999. 57 с.
79. Кочетков В. М. Сейсмическая активность Байкальской рифтовой зоны // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск. Наука. 1977. С. 125–129.
80. Кочетков В. М., Боровик Н. С., Мишарина Л. А., Солоненко А. В., Аниканова Г. В., Солоненко Н. В., Мельникова В. И., Гилева Н. А. Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 81 с.
81. Кочетков В.М., Зорин Ю. А., Курушин Р. А., Джурик В. И., Писарский Б. И., Демьянович М. Г., Вострецов В. М., Оргильянов А. И. Глубинная структура литосферы, современная геодинамика и сейсмичность Монголо-Сибирского региона // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск. Наука, СИФ РАН. 1996. С. 115–124.
82. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 72–83.

83. Кузнецов И. В., Кейлис-Борок В. И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Доклады РАН. 1997. Т. 355. № 3. С. 389–393.
84. Леви К. Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.
85. Леви К. Г., Бабушкин С. М., Бадардинов А. А., Буддо В. Ю., Ларкин Г. В., Мирошниченко А. И., Саньков В. А., Ружич В. В., Бонг Х. К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163.
86. Леви К. Г., Мирошниченко А. И., Ружич В. В., Саньков В. А., Алакшин А. М., Кириллов П. Г., Колман С., Лухнев А. В. Современное разломообразование и сейсмичность в Байкальском рифте // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1–2. С. 171–180.
87. Левина Е. А., Ружич В. В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания. М. ГЕОС. 2010. С. 71–78.
88. Левина Е. А., Ружич В. В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. С. 225–240.
89. Лемешко Б. Ю., Лемешко С. Б. Модели распределений статистик непараметрических критериев согласия при проверке сложных гипотез с использованием оценок максимального правдоподобия. Ч. I // Измерительная техника. 2009. № 6. С. 3–11.
90. Летников Ф. А., Ключевский А. В. Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы: природа и механизм образования // Доклады академии наук. 2014. Т. 458. № 1. С. 52–56.
91. Лобацкая Р. М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
92. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны / Байкальский рифт. М. Наука. 1968. С. 72–102.

93. Логачев Н. А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1996. Т. 2. № 1–2. С. 163–170.
94. Логачев Н. А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 2001. Т. 376. № 4. С. 510–513.
95. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
96. Логачев Н. А., Рассказов С. В., Иванов А. В., Леви К. Г., Бухаров А. А., Кашик С. А., Шерман С. И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск. Наука. Сибирская изд. фирма РАН, 1996. С. 57–79.
97. Лукк А. А. Пространственно-временные последовательности слабых землетрясений Гармского района // Физика Земли. 1978. № 2. С. 25–37.
98. Лунина О. В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434.
99. Лунина О. В., Гладков А. А., Капуто Р., Гладков А. С. Разработка реляционной базы данных для сеймотектонического анализа и оценки сейсмической опасности юга Восточной Сибири // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 26–35.
100. Лунина О.В., Гладков А. С., Неведрова Н. Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.
101. Масальский О. К., Чечельницкий В. В., Гилева Н. А. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Обнинск. ГС РАН. 2007. С. 140–144.
102. Масальский О. К., Гилева Н. А., Хайдурова Е. В. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2013 году. Обнинск. ГС РАН. 2015. С. 36–40.

103. Мац В. Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 467–490.
104. Мельникова В. И. Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений: специальность 25.00.10 — Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого.-минералогических. Наук / Мельникова В. И.; Институт земной коры СО РАН. Иркутск, 2001. 16 с.
105. Мельникова В. И., Гилева Н. А. О связи сейсмичности северного Прибайкалья с блоковым строением земной коры // Доклады академии наук. 2017. Т. 473. № 4. С. 459–463.
106. Мельникова В. И., Радзиминович Н. А. Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Доклады академии наук. 2007. Т. 416. № 4. С. 1–3.
107. Мельникова В. И., Середкина А. И., Гилева Н. А. Пространственно-временные закономерности развития крупных сейсмических активизаций (1999–2007 гг.) в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 119–134.
108. Мишарина Л. А., Мельникова В. И., Балжинням И. Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 74–83.
109. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Физика Земли. 1972. № 4. С. 24–36.
110. Мишарина Л. А., Солоненко А. В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск. Наука. 1990. С. 70–78.

111. Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Петрик Г. В., Шелудько И. Ф., Мандельбаум М. М., Селезнев В. С., Соловьев В. М. Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли. 1999. № 7/8. С. 74–93.
112. Мордвинова В. В., Зорин Ю. А., Гао Ш., Дэвис П. Оценки толщины земной коры на профиле Иркутск – Улан-Батор – Удуршил по спектральным отношениям объемных сейсмических волн // Физика Земли. 1995. № 9. С. 35–42.
113. Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М. Наука. 1975. С. 6–29.
114. Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, г. Иркутск, 26–29 авг. 2003 г. / Под ред. С. И. Шермана. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2003. 484 с.
115. Новопашина А. В. Методика выявления миграции сейсмичности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33–36.
116. Новопашина А. В., Саньков В. А. Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 197–203.
117. Новопашина А. В., Саньков В. А. Миграции реализованной сейсмической энергии в различных геодинамических условиях // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 139–163.
118. Новопашина А. В., Саньков В. А., Буддо В. Ю. Пространственно-временной анализ сейсмических структур Байкальской рифтовой системы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 55–64.
119. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.

120. Осипова Н. А. Определение скоростей миграции тихоокеанских землетрясений в области магнитуд $M > 8.0$ / П-К. ИВиС ДВО РАН. 2007. С. 182–190.

121. Пат 1712917. СССР. Способ измерения параметров сейсмического режима. / С. С. Арефьев, Р. Э. Татевосян, Н. В. Шебалин А.С; заявитель и патентообладатель: ФГБУН Институт физики Земли СО РАН; Заявлено 25.10.1988; опубликовано 15.02.1992. Бюллетень № 6.

122. Пат. 2659334 Российская федерация МПК. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности / А. В. Ключевский, А. А. Какоурова, А. А. Ключевская, В. М. Демьянович, Е. Н. Черных; заявитель и патентообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2017131805; заявлено 09.11.2017; опубликовано 29.06.2018, Бюллетень № 19.

123. Патент 2698559 Российская федерация МПК. Способ определения индекса сейсмомиграционной активности в эпицентральной поле сейсмичности / А. В. Ключевский, А. А. Какоурова, В. М. Демьянович, А. А. Ключевская, В. И. Джурик, Е. В. Брыжак; заявитель и патентообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2018127432; заявлено 25.11.2018; опубликовано 28.08.2019. Бюллетень № 19.

124. Приказ об утверждении Изменения № 1 к СП 14.13330.2014 «СНиП П-7-81* Строительство в сейсмических районах». Введ. 01.12.2015. М.: Минстрой России, 2015. 34 с.

125. Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 155–167.

126. Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В., Крупская Г. В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе // Байкальский рифт. Вып. 2. Новосибирск. Наука. 1975. С. 22–34.

127. Радзиминович Н. А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37-51.
128. Радзиминович Н. П. Механизмы очагов землетрясений юга Байкальского региона и северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 902–908.
129. Радзиминович Н. А., Очковская М. Г. Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 169–186.
130. Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. Труды Института физики Земли АН СССР. М. Институт физики Земли АН СССР. 1964. № 32 (193). С. 86–93.
131. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.
132. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений [Текст] / Пер. с англ. А. Л. Петросяна и Н. И. Фроловой; Под ред. Е. Ф. Саваренского. М.: Мир, 1979. 388 с.
133. Рихтер Ч. Элементарная сейсмология: Пер. с англ. М.: изд-во Ин. литература, 1963. 670 с.
134. Рогожин Е. А., Овсяченко А. Н., Трофименко С. В., Мараханов А. В., Карасев П. С. Сеймотектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта // Геофизические Исследования. 2007. № 8. С. 81–116.
135. Ружич В. В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 142 с.
136. Ружич В. В., Трусков В. А., Черных Е. Н., Смекалин О. П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 360–372.
137. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.

138. Саньков В. А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 135 с.
139. Саньков В. А., Лухнев А. В., Мирошниченко А. И., Добрынина А. А., Ашурков С. В., Бызов Л. М., Дембелов М. Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6, с. 70.
140. Саньков В. А., Лухнев А. В., Мирошниченко А. И., Добрынина А. А., Саньков А.В. Современные вертикальные движения земной поверхности и сейсмичность байкальской впадины // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Сборник статей / Под ред. И. В. Бычков, А. Л. Казаков. Иркутск. 2020. с. 193–198.
141. Свидетельство о государственной регистрации базы данных 2019620422 Российская федерация. База данных активных в кайнозойе разломов Монголо-Сибирского региона / В. М. Демьянович, А. В. Ключевский; заявитель и правообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2019620243; заявлено 27.02.2019; опубликовано 18.03.2019.
142. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2016661511 Российская федерация. Программа «Migrations» / А.В. Ключевский, А.А. Какоурова; заявитель и правообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2016615186; заявлено 23.05.2016; опубликовано 12.10.2016.
143. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2016661616 Российская федерация. Программа «Chain» / А.А. Какоурова, А.В. Ключевский; заявитель и правообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2016519051; заявлено 24.08.2016; опубликовано 14.10.2016.
144. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ 2017619612 Российская федерация. Программа «Migrations_fault_y» / А.А. Какоурова, А.В. Ключевский; заявитель и правообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. – № 2017616455; заявлено 04.07.2017; опубликовано 28.08.2017.

145. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
146. Семинский К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2003. 244 с.
147. Семинский К. Ж. Радоновая активность разнотипных разломов земной коры (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) // Геология и геофизика. 2009. № 8. С. 881–896.
148. Семинский К. Ж., Радзиминович Я. Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С. 18–30.
149. Соболев Г. А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
150. Соболев Г. А. Стадии подготовки сильных Камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 63–72.
151. Соболев Г. А., Арора Б., Смирнов В. Б., Завьялов А. Д., Пономарев А. В., Кумар Н., Чабак С. К., Байдия П. Р. Прогностические аномалии сейсмического режима. Ч. II. Западные Гималаи // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 23–36.
152. Солоненко А. В., Штейман Е. А. Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта // Доклады академии наук. 1994. Т. 337. № 2. С. 253–257.
153. Солоненко В. П., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин // Проблемы рифтогенеза. Иркутск. ИЗК СО АН СССР. 1975. С. 35–36.
154. Солоненко Н. В., Солоненко А. В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 96 с.
155. Тараканов Р. З. Повторные толчки землетрясения 4 ноября 1952 года // Труды СКНИИ СО АН СССР. Вып. 10. Южно-Сахалинск. 1961. С. 112–116.
156. Татьков Г. И., Тубанов Ц. А. Развитие сейсмического процесса и мониторинг в близреальном времени зоны Южнобайкальского землетрясения 1999 года //

Вестник Бурятского государственного университета. Биология. География. 2004. № 3. С. 35–46.

157. Тресков А. А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта // Байкальский рифт. М. Наука. 1968. С. 102–112.

158. Турутанов Е. Х. Аномалии силы тяжести, глубинная структура и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Иркутск: Издательство ИРНИТУ, 2018. 182 с.

159. Уломов В. И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.

160. Уломов В. И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканонология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 6–22.

161. Уломов В. И., Данилова Т. И., Медведева Н. С., Полякова Т. П. О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. 2006. № 7. С. 17–33.

162. Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М. Наука. 1968. С. 40–57.

163. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

164. Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1975. Т. 50. № 3. С. 70–80.

165. Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М., Мишарина Л. А., Мельникова В. И., Гилева Н. А., Ласточкин С. В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии М.: Наука, 1985. 224 с.

166. Чипизубов А. В., Смекалин О. П., Имаев В. С. Сеймотектонические исследования Сарминской палеосейсмодислокации (западное побережье озера Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 1. С. 5–19.

167. Шерман С. И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ // Роль рифтогенеза в геологической эволюции Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89–99.
168. Шерман С. И. Нестационарная тектонофизическая модель разломов и ее применение для анализа сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы // Физическая мезомеханика. 2005. № 8. С. 71–80.
169. Шерман С. И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117.
170. Шерман С. И. Избранные труды. Тектонофизика разломообразования и сопутствующих процессов в литосфере. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. 1476 с.
171. 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.
172. Шерман С. И., Горбунова Е. А. Вариации и генезис сейсмической активности разломов Центральной Азии в реальном времени // Вулканология и сейсмология. 2011. № 1. С. 63–76.
173. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М. Наука. 1978. С. 7–18.
174. Шерман С. И., Лысак С. В., Горбунова Е. А. Тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 508–526.
175. Шерман С. И., Пшенников С. П. Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск. Иркутский политехнический институт. 1980. С. 8–20.

176. Шерман С. И., Черемных А. В., Адамович А. Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск. 1996. С. 74–77.
177. Шиббаев С. В., Петров А. Ф., Козьмин Б. М., Имаева Л. П., Мельникова В. И., Радзиминович Н. А., Тимиршин К. В., Петрова В. Е., Гилева Н. А., Пересыпкин Д. Н. Чаруодинский рой землетрясений 2005 г. и его ощутимые землетрясения: Чаруодинское-I 10 ноября в 19^h 29^m с $K_p=15.7$, $M_w=5.8$, $I_0=8$ и Чаруодинское-II 11 декабря в 15^h 54^m с $K_p=14.8$, $M_w=5.7$, $I_0=7$ (Южная Якутия) // Землетрясения северной Евразии в 2005 году. Обнинск. ГС РАН. 2011. С. 404–418.
178. Bak P., Tang C. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94. P. 15635–15637.
179. Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Philip, H., Vashichilov, Yu. Ya. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geol. Soc. Amer. 1993. Memoir 181. 62 p.
180. Borneyakov S. A. Tectonophysical model of seismic activation of a fault // International Journal of Environmental Sciences & Natural Resources. 2019. V. 22(1). P. 30–33.
181. Box G. E. P., Muller M. E. A. Note on the Generation of Random Normal Deviates // The Annals of Mathematical Statistics. 1958. V. 29 (2). P. 610 – 611.
182. Bykov V. G., Merkulova T. V. Andreeva M. Y. Stress Transfer and Migration of Earthquakes from the Western Pacific Subduction Zone Toward the Asian Continent // Pure and Applied Geophysics. 2022. № 6. P. 1–14.
183. Carreira-Perpinan M. A. Mode-finding for mixtures of Gaussian distributions // Technical Report CS-99-03, University of Sheffield UK. 1999. P. 1318–1323.
184. Chen W. P., Molnar P. Focal depth of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 4183–4214.

185. Cheremnykh A. V., Burzunova Yu. P., Dekabryov I. K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault Junction // *Journal of Geodynamics*. 2020. V. 1. P. 141–142.
186. D'Agostino R. B. An omnibus test of normality for moderate and large sample size // *Biometrika*. 1971. № 58. P. 341–348.
187. D'Agostino, R., Pearson E. S. Tests for departure from normality // *Biometrika*. 1973. № 60. P. 613-622.
188. Dempster A. P. Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm // *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*. 1977. Vol. 39. № 1. P. 1–22.
189. Duda S. J. Global earthquakes 1903-1985. Hamburg F. R. Germany: NEIC, 1992. 183 p.
190. Gao S. S., Davis P. M., Lin K. H., Slack P. D., Zorin Yu. A., Mordvinova V. V., Kozhevnikov V. M., Meyer R. P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // *Nature*. 1994. V. 371. P. 149–151.
191. Gao S. S., Lin K. H., Davis P. M., Slack P. D., Zorin Yu. A., Mordvinova V. V., Kozhevnikov V. M. Evidence of small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. P. 5-12.
192. Golenetsky S. I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone // *Journal of Geodynamics*. 1990. V. 11. P. 293–307.
193. King A. P. Eckersley Robert J. Statistics for Biomedical Engineers and Scientists // *Academic Press*. 2019. 249 p.
194. Klyuchevskii A. V. Nonlinear geodynamics of the Baikal Rift System: an evolution scenario with triple equilibrium bifurcation // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 49 (1). P.19–23.
195. Klyuchevskii A. V. Rifting Attractor Structures in the Baikal Rift System: Location and Effects // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 88. P. 246–256.

196. Kolmogoroff A. N. Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione // *Giornale dell' Istituto Italiano degli Attuari*. 1933. V. 4. № 1. P. 83–91.
197. Le C. L. Maximum Likelihood: An Introduction // *International Statistical Review*. V. 58. № 2. 1990. P. 153–171.
198. Lee W. H. K., Kanamori H., Jennings P. C., Kisslinger C. International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A. Academic Press, Amsterdam, Boston, New York, Tokyo, 2002. 934 p.
199. Logatchev N. A. History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a review // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. 1993. V. 17. P. 353–370.
200. Logatchev N. A., Florensov N. A. The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 1–13.
201. Logatchev N. A., Zorin Yu. A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 273–286.
202. Lomax A. Absolute Location of 2019 Ridgecrest Seismicity Reveals a Shallow Mw 7.1 Hypocenter, Migrating and Pulsing Mw 7.1 Foreshocks, and Duplex Mw 6.4 Ruptures // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 110. № 4. P. 1845–1858.
203. Likhnev A. V., San'kov V. A., Miroshnichenko A. I., Ashurkov S. V., Calais E. GPS rotation and strain rates in the Baikal–Mongolia region // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. P. 785–793.
204. Melnikova V. I., Radziminovich N. A., Adyaa, M. Mechanisms of earthquake foci and seismotectonic deformations of the Mongolia region // *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia. Ulaan-Baatar – Irkutsk*. 2004. P. 165-170.
205. Melnikova V. I., Radziminovotch N. A., Gileva N. A., Chipizubov A. V., Dobrynina A. A. Activation of Rifting Processes in the Northern Cis-Baikal Region: A Case Study of the Kichera Earthquake Sequence of 1999 // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2007. V. 43. № 11 P. 905–921.

206. Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. of the Earthquake Research. Inst. 1968. V. 46. P. 53–74.
207. Molnar P., Fitch Th., Wu Fr. Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia // Earth Planet Sci. Let. 1973. №. 19. P. 101–112.
208. Molnar P., Tapponnier P., Wu Fr. Extension tectonics in central and eastern Asia: a brief summary // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1981. № 1454. P.403–406.
209. Novopashina A. V., Likhneva O. F. Methodical approach to isolation of seismic activity migration episodes of the northeastern Baikal rift system (Russia) // Episodes. 2020. V. 43. № 4. P. 947–959.
210. Novopashina A. V, Likhneva O. F. The propagation velocity of seismic activity migrating along the directions of the geodynamic forces prevailing in the northeastern Baikal rift system, Russia // Annals of geophysics. 2021. V. 64. № 4/. P. 1–16,
211. Petit C., Koulakov I., Devershere J. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications // Tectonophysics. 1998. V. 296. P. 125–144.
212. Pollitz F., Vergnolle M., Calais E. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. V. 108(B10). P. 2503.
213. Radziminovich N. A. Earthquake Depth Frequency Distribution in the Baikal Rift System // Pure and Applied Geophysics. 2022. V. 79. P. 619–639.
214. Radziminovich N. A., Gileva N. A., Melnikova V. I., Ochkovskaya M. G. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V.62. P.146–161.
215. Radziminovotch N. A., Deverchere J., Melnikova V. I., San'kov V. A., Gileva N. A. The 1999 M_w 6.0 earthquake sequence in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // Geophysical journal international. 2005. V. 161. P. 387–400.

216. Radziminovotch N. A., Melnikova V. I., San'kov V. A., Levi K. G. Seismicity and seismotectonic deformations of the crust in the southern Baikal basin // *Physics of the Solid Earth*. 2006. V. 42. № 11. P. 904–920.
217. Razali N. M. Wah Y. B. Power comparisons of Shapiro-Wilk, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Anderson-Darling tests // *Journal of Statistical Modeling and Analytics*. 2011. V. 2, P. 21-33.
218. Richter C. F. *Elementary Seismology*. London: Freeman, 1958. 768 p.
219. Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // *Tectonics*. 2018. V. 37 (5). P. 1376–1392.
220. Sankov A. V., Dobrynina A. A. Active faulting in the Earth's crust of the Baikal rift system based on the earthquake focal mechanisms // *Moment tensor solutions*. Ed. S. D'Amico. 2018. P. 599–618.
221. 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.
222. Scott D. V. *Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization* / John Wiley & Sons. New York. Chicester. 1992. 352 p.
223. Search Earthquake Catalog (usgs.gov) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://earthquake.usgs.gov>. Заглавие с экрана. Дата обращения: 27.06.2022.
224. Silverman B. W. *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. V. 26, *Monographs on Statistics and Applied Probability*. Chapman and Hall. London. 1986. 200 p.
225. Shapiro S. S., Wilk M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples) // *Biometrika*, V. 52. P. 591-611.
226. Shelly D. R. Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic San Andreas fault // *Nature*. 2018. V. 436(7281). P. 648–652.

227. Sherman S. I., Dem'yanovich 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.
228. Solonenko A. V., Solonenko N. V., Melnikova V. I., Shteiman E. A. The seismicity and the stress field of the Baikal seismic zone // *Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod.* 1997. V.21. № 1. P. 207–231.
229. Titterton D. M., Smith A. F, Markov U. E. *Statistical Analysis of Finite Mixture Distributions* / Chichester. New York, Brisbane, Toronto, Singapore. 1987. 243 p.
230. Trofimenko S. V., Bykov V.G., Merkulova T.V Space-time model for migration of weak earthquakes along the northern boundary of the Amurian microplate // *Journal of Seismology*. 2017. V. 21. № 2. P. 277–286.
231. Tung S., Masterlark T. Delayed poroelastic triggering of the 2016 October Visso earthquake by the August Amatrice earthquake, Italy // *Geophysical Research Letters*. 2018. P. 2221–2229.
232. Wilcox R. R. *Introduction to Robust Estimation and Hypothesis Testing*. Academic Press. 2022. 689 p.
233. Wood M. D., Allen S. S. Recurrence of seismic migrations along the Central California segment of the San Andreas fault system // *Nature*. 1973. V. 244. P. 213–215.
234. Žalohar J. *Developments in Structural Geology and Tectonics Chapter 34 – Strain Waves at the Tectonic Plates Boundaries* // *Developments in Structural Geology and Tectonics*. 2018. V. 2. P. 515–521.
235. Zorin Yu. A., Turutanov E. Kh., Mordvinova V. V., Kozhevnikov V. M., Yanovskaya T. B., Treussov A. V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 153–173.