

**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ**

**НАЦИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ И ИССЛЕДОВАНИЙ МИНИСТЕРСТВА ПО
ЧРЕЗВЫЧАЙНЫМ СИТУАЦИЯМ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

На правах рукописи
УДК 550.3;415.550.42(575)

Данабаева Айгуль Тулебаевна

Оценка сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона

25.00.01 – общая и региональная геология

Диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
член-корреспондент Национальной академии наук КР

Абдрахматов Канатбек Ермакович

доктор физико-математических наук

Садыкова Алла Байсымаковна

Бишкек – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ	11
1.1 Краткий обзор подходов по оценке сейсмической опасности территории Казахстана	12
ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	23
2.1 Информационная основа сейсмологических исследований	23
2.2 Оценка представительности землетрясений за разные периоды наблюдений	26
2.3 История методов оценки сейсмической опасности	29
2.4 Программные средства (OpenQuake Engine) для вероятностной оценки сейсмической опасности	32
2.5 Сейсмологическая параметризация очаговых зон для решения задачи по оценке сейсмической опасности	34
2.6 Характеристики сейсмогенерирующих зон для решения задачи по оценке сейсмической опасности	37
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ СОБСТВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	41
3.1 Геолого-тектонические особенности региона	41
3.1.1 Геолого-географическое районирование региона	41
3.1.2 Основные черты геолого-тектонического строения	43
3.1.3 Вопросы тектонического и неотектонического районирования	45
3.1.4 Разрывные нарушения	50
3.2 Сейсмичность и сейсмический режим	54
3.2.1 Сейсмичность региона исследований	54
3.2.2 Сейсмический режим региона исследований	66
3.2.3 Количественные модели сейсмичности	77
3.3 Модель сейсмических источников	86
3.3.1 Сейсмологическая параметризация площадных и линейных источников землетрясений	87
3.3.2 Модели затухания интенсивности сотрясений с расстоянием в зависимости от магнитуды и глубины	100
3.3.3 Вероятностный анализ сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона в баллах макросейсмической шкалы MSK-64(K)	102
3.3.4 Результаты расчета карт ВОСО Жонгар-Балхашского региона	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	116
ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ	119
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	120

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВОСО – Вероятностная оценка сейсмической опасности

БДАР_АО – База данных активных разломов Алматинской области

GMM – Модель движения грунта

ГИС – Геоинформационная система

ОСЗ – Общее сейсмическое зонирование

ДСЗ – Детальное сейсмическое зонирование

СМЗ – Сейсмическое микрозонирование

ИНД – Интенсивность неотектонических движений

СТД – Сеймотектонические деформации

ИНД – Интенсивность неотектонических движений

СГ – Сейсмогенерирующие

ММІ – Макросейсмической шкалы Mercalli

MSK – Шкала Медведева — Шпонхойера — Карника

СР – Сейсмическое районирование

ВОЗ – Возникновение очагов землетрясении

СНИП – Строительные нормы и правила

МОЗ – Механизм очагов землетрясении

M_L – локальная магнитуда;

M_S – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей поверхностной волны по средне периодной аппаратуре;

M_{LH} – магнитуда, определяемая по горизонтальным составляющим поверхностной волны по среднепериодной аппаратуре;

$MPVA$ – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей продольной волны по среднепериодной аппаратуре;

MLV – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей поверхностной волны (аналог M_S).

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы диссертации. Оценка сейсмической опасности и сейсмический прогноз являются приоритетными научными задачами в области наук о Земле, что связано с быстрым ростом урбанизированных территорий, включая те, что ранее страдали от катастрофических землетрясений. Чтобы уменьшить человеческие потери, имущественный ущерб и социально-экономические проблемы, вызванные землетрясениями, очень важна оценка уровня сейсмической опасности, которая призвана стать исходной для расчетов по сейсмостойкому строительству и снижению его стоимости. Именно поэтому в настоящее время большое внимание уделяется проблеме оценки сейсмической опасности на международном, региональном и национальном масштабах. Разрабатываются крупнейшие международные проекты, и в том числе, сформированная в 1992 году Программа оценки глобальной сейсмической опасности, осуществляемая в рамках Международной программы по литосфере.

Территория Казахстана характеризуется различными специфическими сейсмическими условиями, среди которых своими особенностями выделяется Жонгар-Балхашский регион (44° - 47° с.ш., 76° - 83° в.д.) (см. рисунок 1). В административном отношении этот регион до недавнего времени относился к территории Алматинской области Республики Казахстан. Указом Президента Республики Казахстан № 887 «О некоторых вопросах административно-территориального устройства Республики Казахстан» территория Алматинской области была разделена на две области: Алматинскую и Жетысускую с областными центрами в г. Талдыкорган и Кунаев (бывший г. Капшагай). Границы новой Жетысуской области примерно совпадают с границами Жонгар-Балхашского региона, где в ближайшем будущем планируется интенсивное освоение территории и в связи с этим, ожидается рост численности населения. Это требует научно-обоснованной оценки сейсмической опасности данного региона. Как показывает практика, в ряде случаев именно уровень

основными научно-исследовательскими работами, проводимыми образовательными и научными учреждениями. Тема диссертации связана с научной программой «Оценка сейсмической опасности территорий областей и городов Казахстана на современной научно-методической основе», которая выполнялась в ТОО «Институт сейсмологии» МЧС РК по заказу МОН РК. Результаты выполнения данной темы были использованы при составлении Карты детального сейсмического зонирования (ДСЗ) территории Жетисуysкой области.

Цель и задачи исследования - вероятностная оценка сейсмической опасности для территории Жонгар-Балхашского региона на основе комплексного анализа сеймотектонических и сейсмологических данных.

В рамках исследования были поставлены следующие задачи:

- показать роль геолого-тектонических данных в оценке сейсмического потенциала региона;
- исследовать пространственно-временные закономерности проявления землетрясений и уточнить параметры долговременного сейсмического режима региона;
- провести формализованный анализ комплекса сейсмологических и геофизических параметров для оценки сейсмической опасности;
- внедрить в практику программный комплекс по сейсмической параметризации сейсмогенерирующих зон и расчет карты вероятностной оценки сейсмической опасности.

Научная новизна полученных результатов.

1. На основе изучения объемной структуры поля сейсмичности, путем составления карт плотности сейсмического фона в слоях разной глубины, сделан вывод о близвертикальном падении сейсмоактивного объема.
2. Выполнен расчет количественных моделей сейсмичности (модели сейсмической активности и плотности эпицентров, дробности, мощности сейсмоактивного слоя и др.)
3. Впервые проблема оценки сейсмической опасности для рассматриваемого региона рассматривается с вероятностной точки зрения.

Разработана методика комплексирования различных вероятностных методов изучения параметров сейсмического режима. Впервые составлены вероятностные карты сейсмической опасности и применена методика оценки сейсмического потенциала и характера развития сейсмического процесса на исследуемой территории.

Практическая значимость полученных результатов. Изучение сейсмичности территорий, как известно, чаще всего преследует не только научные цели познания природы землетрясений, но и решение сугубо практических задач по оценке и прогнозу сейсмической опасности. Именно под таким углом зрения в диссертации проведены сейсмологические исследования самим автором или при его непосредственном участии.

Полученные в диссертации результаты были использованы при разработке нормативной карты детального сейсмического зонирования Алматинской области Республики Казахстан.

Методические вопросы и результаты, изложенные в диссертации, будут использованы для разработки программ фундаментальных исследований, а также нормативной карты детального сейсмического районирования регионов и областей Республики Казахстан.

Выявленные закономерности периодов активизации и затишья сейсмического процесса в регионе будут использованы при разработке долго- и среднесрочного прогноза сильных землетрясений.

Внедренная компьютерная технология обработки и анализа комплекса геолого-геофизических и сейсмологических данных для расчета параметров сейсмической опасности будет использована для других регионах Казахстана.

Экономическая значимость полученных результатов заключается в снижении потенциального ущерба от разрушительных землетрясений, учтенных при расчёте вероятностной оценки сейсмической опасности. В случае сильных сейсмических событий (магнитудой M_s 7,5–8,4) в Жонгаро-Балхашском регионе и в радиусе 300 км (буферной зоны) прямой экономический ущерб может составить от около 1200 млрд. долларов США -

включая разрушение жилого фонда, объектов инфраструктуры, социальных учреждений, а также затраты на восстановительные работы. Применение карты вероятностной оценки сейсмической опасности позволяет снизить потери на 20–30 % за счёт проектирования сейсмостойких объектов.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту:

1. Геолого-тектонические критерии высокой сейсмической опасности в Жонгар-Балхашском регионе заключаются в приуроченности очагов сильных землетрясений к крупным тектоническим разломам: Восточно-Жонгарский, Южно-Жонгарский, Алтынэмельский, которые пересекают земную кору на отдельные блоки с разной мощностью.
2. Распределение землетрясений в пространственно-временных координатах позволяют, во-первых, выделить потенциально опасные для изучаемого региона сейсмоактивные зоны, во-вторых, определить временные вариации уровня сейсмичности, характеризующиеся периодами активизации и затишья. Созданные картографические модели комплекса параметров сейсмического режима характеризуют особенности долговременной средней сейсмичности территории.
3. Разработаны набор вероятностных карт сейсмической опасности территории Жонгар-Балхашского региона, с учетом адаптированных к местным сеймотектоническим условиям входных параметров по методике OpenQuake Engine, что приводит к реалистичным оценкам сейсмической опасности и дает более детальную характеристику вероятностного поля интенсивности сотрясений, чем нормативные карты оценки сейсмического зонирования.

Личный вклад соискателя.

В диссертационной работе используются:

- материалы многолетних сейсмологических (макросейсмических и инструментальных) исследований: макросейсмические данные юга и юго-востока Казахстана, начиная с древнейших времен по настоящее время, а также данные региональных и детальных инструментальных наблюдений на территории Алматинской области, начиная с 1927 года;

- каталоги сильных и слабых землетрясений Казахстана и сопредельных территорий по макросейсмическим и инструментальным данным, включая каталог слабых землетрясений Восточного Тянь-Шаня и Жонгарии;
- геолого-тектонические материалы, опубликованные в открытой печати, а также отчетные данные Института сейсмологии МЧС РК (ссылка на них приводится по ходу изложения);
- программные средства для обработки данных, опубликованных в открытой печати с необходимой ссылкой.

Перечисленные выше материалы представляли собой исходные данные, в обработке и обобщение которых автор принимал непосредственное участие с момента начала работы в Институте сейсмологии Республики Казахстан, совместно с другими сотрудниками лаборатории региональной сейсмичности.

Автор диссертации участвовал в подготовке научных, научно-технических отчетов и публикаций. Им выполнено обобщение и расчет характеристик сейсмического режима, протестирован программный комплекс, с помощью которого ведется расчет вероятностных карт оценки сейсмической опасности.

Апробация результатов исследований. Основные положения диссертационной работы и ее отдельные части были представлены в виде докладов на конференциях и совещаниях: на международной конференции «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для территории Республики Казахстан», (Алматы, 16-18 июня 2022 г.); на международной научной конференции государств-участников СНГ по «Современным методам оценки сейсмической опасности», (Душанбе, 18-25 декабря 2022 г.); на VII Международной конференции «Сейсмология и инженерная сейсмология», посвященной 100-летию со дня рождения общенационального лидера Г. Алиева (Баку, 6-9 июня 2023 г.); на XVII Международной сейсмологической школе и «Школа молодых сейсмологов государств-участников СНГ» (Ташкент, 11-15 сентября 2023 г.).

Полнота отражения результатов диссертации в публикациях. По теме диссертации опубликовано 9 работ, из них 1 монография в соавторстве, 5 статей в РИНЦ, а также 3 статьи в журналах, цитируемых в базах Web of Science и SCOPUS.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 3 глав и заключения. Общий объем диссертации составляет 135 страниц, 54 рисунка, 7 таблиц. Список литературы включает 129 наименований.

Благодарности. Автор искренне благодарит за помощь и ценные советы научного руководителя К. Абдрахматова. Также автор выражает благодарность профессору А. Сыдыкову и профессору А. Нурмагамбетову за внимание к работе и важные замечания. Автор очень признателен доктору физ.-мат наук, бывшей заведующей лабораторией региональной сейсмичности, А.Б. Садыковой, безвременно ушедшей из жизни, но оказавшей большую помощь при выполнении этой работы.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Комплекс исследований, направленных на разработку методов оценки сейсмической опасности, объединяет два основных научных направления:

1) сеймотектонические - выяснение общих особенностей геологической структуры и тектонических деформаций в связи с сейсмичностью;

2) сейсмологические - сбор и систематизация летописных и исторических сведений, макросейсмических и инструментальных данных, составление унифицированного каталога землетрясений, определение и анализ основных параметров сейсмичности.

Оба направления исследований преследуют общую цель - выделение сейсмогенерирующих зон и обоснование уровня их потенциальной сейсмической опасности. Именно так сформулирован в известной монографии [1] принцип сейсмического районирования: «сейсмическое районирование СР- заключается в оценке уровня потенциальной сейсмической опасности каждого пункта, которое является конечной целью оценки сейсмической опасности – от очагов землетрясений внутри Земли к сотрясениям на ее поверхности». Таким образом, сейсмическое районирование является самым важным звеном в оценке сейсмической опасности и сейсмического риска.

Вместе с тем, оценка сейсмической опасности проблема не только комплексная, но и поисковая. Методика разрабатывалась в шестидесятых годах прошлого века и для того времени в ряде аспектов была весьма прогрессивной, однако с течением времени стали ясны ее слабые места. И хотя с увеличением рядов сейсмологических данных и повышения уровня знаний о землетрясениях разрабатывались карты сейсморайонирования более высокого качества, до сих пор эта проблема остается нерешенной. В монографии [2] сформулирован целый ряд конкретных причин, снижающих научный уровень сейсмологических исследований и качество карт сейсмического районирования.

1.1 Краткий обзор подходов к проведению оценки сейсмической опасности в Казахстане

Выполнение работ по оценке сейсмической опасности или сейсмическое районирование началось в тридцатых годах прошлого столетия и связано с началом осуществления широких планов строительства многочисленных промышленных и других сооружений в сейсмоактивных регионах бывшего СССР. При этом, работы по сейсмическому районированию территории Казахстана (до распада СССР), проводились на основе изучения фактических материалов о сейсмичности (макросейсмических, инструментальных) и геолого-геофизических данных о строении земной коры. Такой подход преследует задачу установления геолого-тектонических причин и условий возникновения землетрясений различной интенсивности. Завершающим этапом этих исследований является переход от зон ВОЗ к зонам сотрясений различной интенсивности на поверхности земли (в баллах).

Первые карты СР были не карты прогноза места и возможной силы землетрясения, а карты обобщённых площадей зарегистрированных землетрясений различной силы, т.е. сейсмостатистические карты. Места возникновения землетрясений на них не отмечены. Простейшей картой такого типа является карта Средней Азии Г. В. Попова СР-32 (см. рис. 1.1).

На этой карте, к площадям возможных в будущем подземных толчков различной силы, причислены в основном площади уже зарегистрированных таких сотрясений. Все причисленные участки соответствуют площадям землетрясений различной силы, зарегистрированным в этих местах до 1932 г. т.е. до момента составления карты [3].

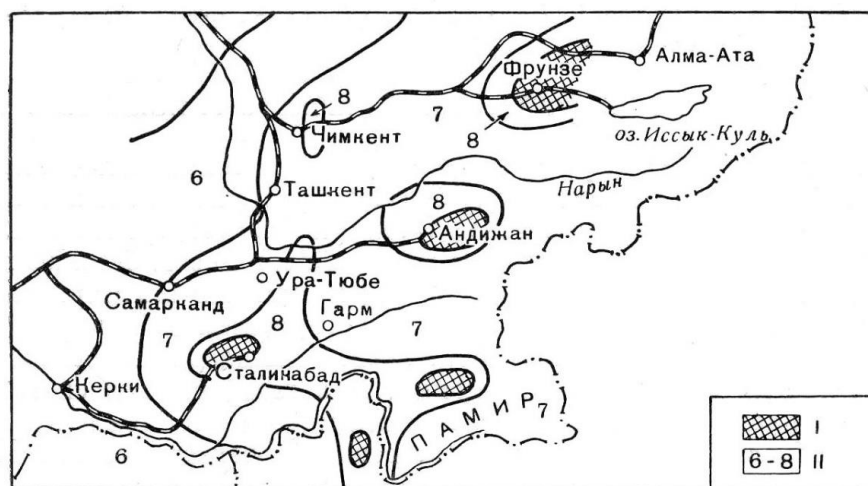


Рисунок 1.1 - Карта возможных наибольших землетрясений в Средней Азии.

В 1940 году была составлена Г.П. Горшковым карта СР-40 СССР (см. рис. 1.2), масштаба 1:10 000 000, принятая в качестве руководства при строительстве [4].

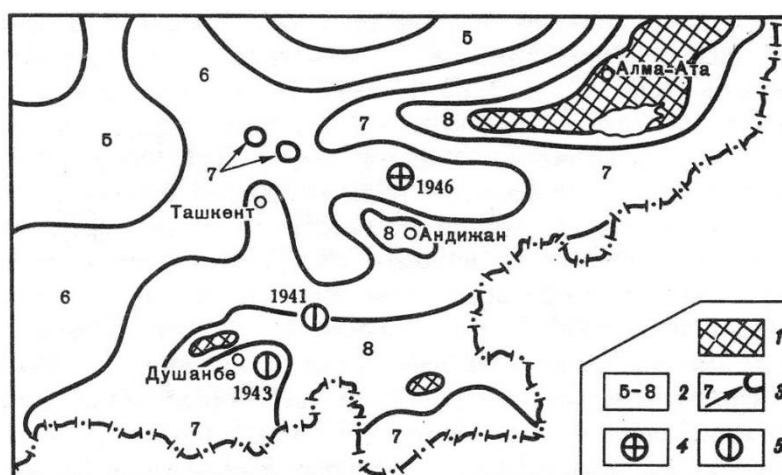


Рисунок 1.2 - Нормативная карта СР Средней Азии и Казахстана 1940 г.

1- зона возможного сотрясения 9 баллов; 2-3 – то же, указанного балла;
4-5 – эпицентры землетрясений, происшедших после опубликования карты;
4 - девятибалльного 1946 г, 5 – восьми-девятибалльных 1941 и 1943 гг.

На этой карте также показаны в виде небольших овалов и кружков, плейстосейстовые области (площади первой изосейсты), зарегистрированных землетрясений определенной балльности. Площади распространения меньших сотрясений соседних подземных толчков соединены (см. рис. 1.2). Если

плейстосейстовые области известных сильных землетрясений были вблизи друг от друга, то они также были соединены.

На уточненном варианте нормативной карты 1949 года [5] учтены площади распространения землетрясений, произошедших после 1940 г. В частности, на карте (см. рис. 1.3) показана плейстосейстовая область Чаткальского землетрясения 1946 г. Плейстосейстовые области землетрясений Туркмении – Красноводского 1895 г., Казанджикского 1946 г. и Ашхабадского 1948 г. соединены и образовали цельную девятибалльную зону. В 1949 г. в восьмибалльной зоне данной карты возникло Хаитское землетрясение силой 9-10 баллов.

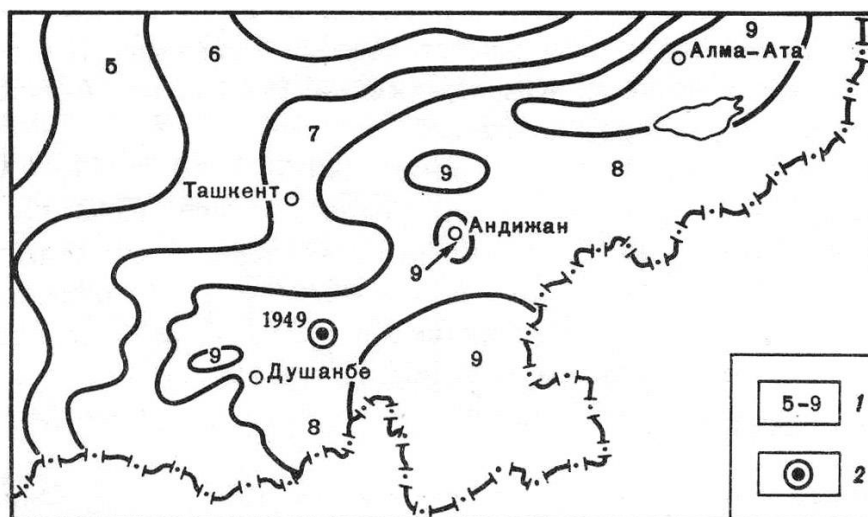


Рисунок 1.3 - Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1949 г.

На более уточненной нормативной карте сейсмического районирования, выполненной в 1951 г. [6] были соединены все небольшие плейстосейстовые области девятибалльных землетрясений, зарегистрированных в Средней Азии и Казахстане, находящиеся друг от друга на расстояниях от 100 км и более. В результате, на карте образовалась цельная девятибалльная зона, включающая все горные и межгорные части Средней Азии и Казахстана. Ее длина до 1000 км и ширина до 400 км (см. рис. 1.4). На карте к зонам меньшей балльности были причислены предгорные территории и прилегающие равнины Средней Азии и Казахстана.

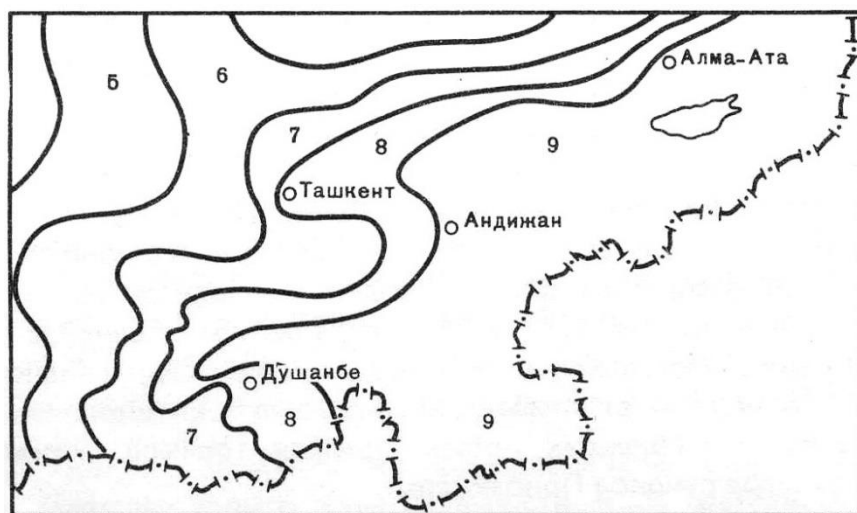


Рисунок 1.4 - Нормативная карта сейсмического районирования
Средней Азии и Казахстана 1951 г.

На карте 1957 г. [7] уточнение сводилось, как и ранее, к изменению местонахождения границ зон балльности в некоторых районах и расширению восьми и девятибалльных зон в основном за счет площадей распространения произошедших новых сильных толчков.

Для дальнейшего упорядочения строительства зданий и сооружений в сейсмических районах СССР, в течение 1961-1966 гг. проводились научно-исследовательские работы по уточнению карты сейсмического районирования территории СССР. К работам были привлечены сейсмологические, геологические учреждения АН СССР и союзных республик. Общее руководство осуществлял ИФЗ АН СССР. В начале работ, в ИФЗ АН СССР была составлена «Инструкция» по сейсмическому районированию. Ранее ни в СССР, ни за рубежом, такие указания по проведению сейсмического районирования не создавались. Инструкция была составлена для установления единого подхода к созданию карт СР территории союзных республик и сейсмоактивных зон РСФСР. Она явилась руководством при планировании и организации исследований, поскольку в ней содержались сведения о сейсмологических и геологических материалах, необходимых для составления карт, а также общая схема использования этих материалов.

Таким образом, к процессу составления карт СР-69 впервые были привлечены специалисты союзных республик. Единая карта СР-69 СССР (см. рис. 1.5) была составлена на основании предварительных карт по регионам и всех обосновывающих материалов по зонам. Карта СР-69 впервые сопровождалась геологическим обоснованием, выполненным в виде карт, характеризующих структуру и историю развития ряда регионов в течение длительных промежутков времени, охватывающий альпийский цикл и новейший этап. Хотя карта СР-69 была несколько изменена по сравнению с вариантом 1957 г. [8], ей все же свойственны определенные недостатки. В конечном итоге, карта сейсмического районирования 1969 г. была составлена по тем же принципам и явилась очередным уточнением.

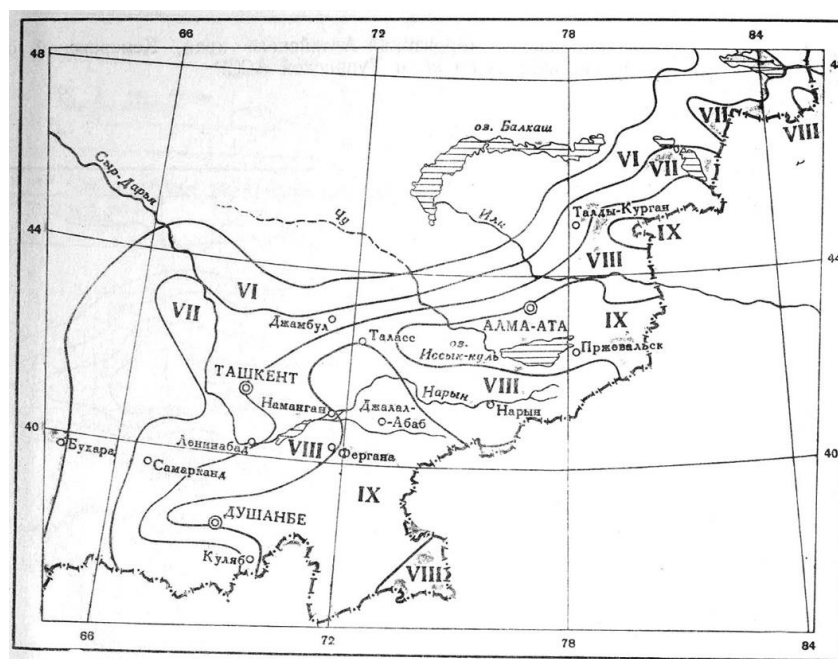


Рисунок 1.5 - Нормативная карта сейсмического районирования
Средней Азии и Казахстана 1969 г.

Таким образом, до 1970 г. нормативные карты сейсмического районирования составлялись исходя из следующего принципа: там, где были зарегистрированы сильные землетрясения, они могут повториться и с той же максимальной силой, в других местах их ожидать не следует, хотя многие ученые признавали, что эти карты составлены без учета вклада конкретных

геологических условий в генерацию землетрясений. В связи с этим, нормативные карты 1932-1970 гг. перестали удовлетворять практику.

Возникла необходимость составления другой, принципиально новой нормативной карты сейсмического районирования с сейсмогенными зонами. Такая карта может быть создана, достаточно обоснованно, лишь на базе установленных геологических причин и условий возникновения сильных землетрясений с помощью приемов, учитывающих эти причины и условия.

В прошлом веке профессор Губин И. Е. сформулировал принцип «сеймотектонического метода» сейсмического районирования, который сводится к следующему: землетрясения генетически связаны с разрывами, которые видны на земной поверхности или предполагаются быть на глубине, то есть, с районами активного развития структур. Поэтому разрывы можно использовать как поисковые признаки для выявления территорий, представляющих сейсмическую опасность. Разрывы могут отличаться друг от друга, в зависимости от типа структур, которые они разделяют, поэтому необходимо проводить классификацию структур и разделяющих их разрывов, генерирующих различные типы землетрясений.

Эти работы И. Е. Губина вызвали критику со стороны ряда специалистов, занимавшихся вопросами сейсмического районирования и поэтому сеймотектонический подход долгое время не был использован на практике. В соответствии с этой концепцией (метод оценки сейсмической опасности является двухстадийным) когда на первой стадии выделяются очаговые зоны, как реальные, так и потенциально возможные, а на второй стадии рассчитываются на земной поверхности ожидаемые сотрясения. Дальнейшие сейсмогеологические исследования показали правильность сеймотектонического подхода к составлению карты сейсмического районирования, что в полной мере было использовано при составлении карты нового типа.

В основу нового подхода был заложен принцип – от очагов землетрясений внутри Земли к сотрясениям на ее поверхности. Поэтому

главное внимание на этом этапе уделено вопросу о том, где, какой магнитуды (энергии) и как часто будут возникать очаги землетрясений.

Карта сейсмического районирования СССР 1978 года (СР-78) (см. рис. 1.6) была составлена именно по этой методике, в ее составлении принимали участие представители всех регионов и республик, территория которых подвержена сейсмическим воздействиям [1]. В новой карте появились, в отличие от прежних карт сейсмического районирования, следующие новые элементы:

а) зоны вероятного возникновения очагов сильных ($M \geq 6$) землетрясений (ВОЗ), выделенные по геолого-геофизическим принципам;

б) сведения о вероятности сотрясений с нормативной интенсивностью 7,8 и 9 баллов в ближайшие 50 лет: I категория – 0,5; II категория – 0,05; III категория – 0,005 (т.е. повторяемость сотрясений по интервалам времени в 100, 1000 и 10 000 лет).

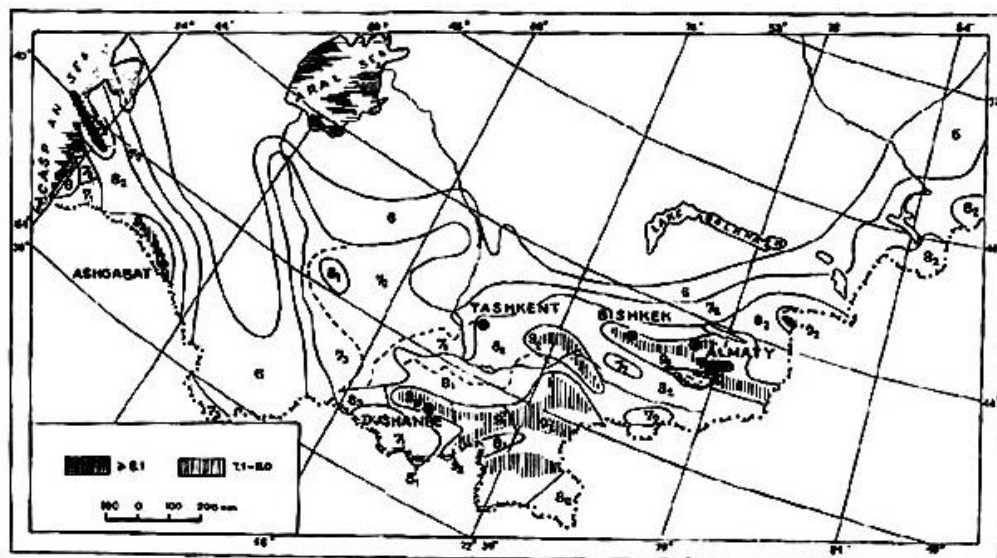


Рисунок 1.6 - Карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1978 года (СР-78).

После распада Советского Союза произошли определенные изменения и в организации научно-исследовательских работ по сейсмическому районированию. Многие независимые государства выбрали свой путь развития исследований в области сейсмического районирования. Казахстан в первое время ограничился уточнением карты СР-78 [9].

В опубликованной карте 1998г. (СНиП РК 2.03-04.-2001) (см. рис. 1.7) основное изменение коснулось территории Восточного Казахстана в связи с возникновением Зайсанского землетрясения 1990 г.

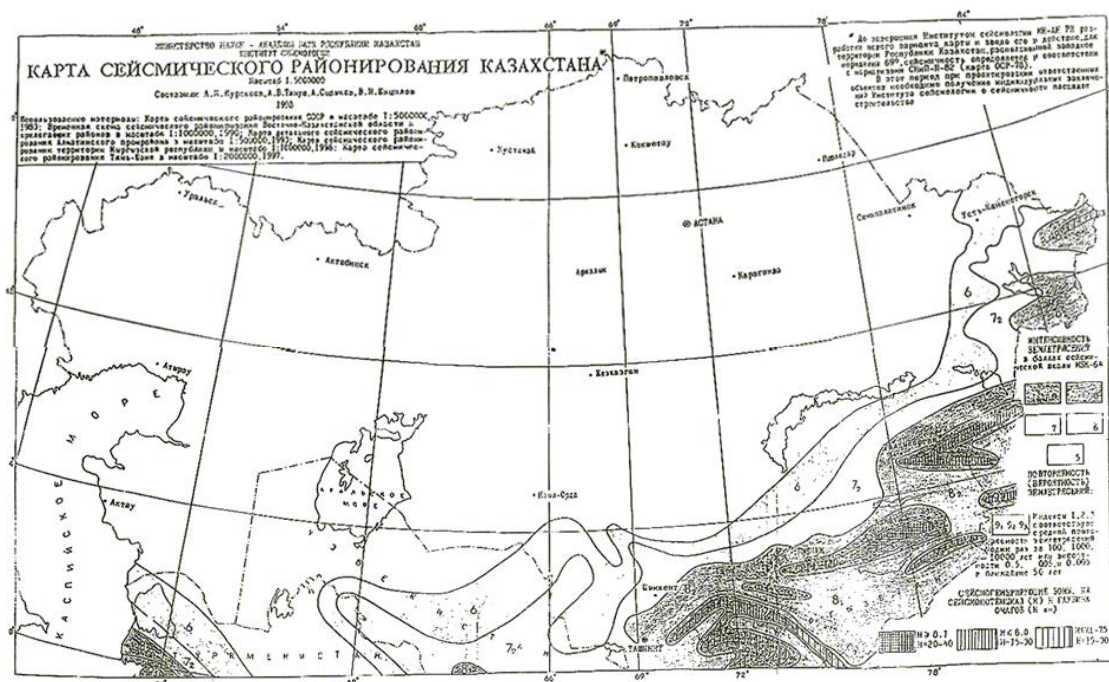


Рисунок 1.7 - Карта сейсмического районирования Республики Казахстан 1998 (СНиП РК 2.03-04-2001) [9].

Для территории Казахстана следующая карта сейсмического районирования была составлена в 2003 г. [9] (см. рис. 1.8). Сеймотектонической основой ее явилась сейсмогенерирующие зоны, которые разработаны на базе всего комплекса геолого-геофизических и тектонических критериев сейсмичности. Всего на территории Казахстана впервые были выделены более 50 зон, которые классифицируются по величине M_{max} . Карта сопровождалась периодами повторения сотрясений с различной балльностью. Начиная с 1995 г., российские ученые начали разрабатывать новый подход, основанный на вероятностной основе в рамках нового направления, связанного с сейсмичностью и сейсмическим районированием Северной Евразии. Профессор В.И. Уломов, который был руководителем этой работы [2] отметил, что предыдущие карты СР для территории бывшего СССР являлись детерминистическими. Карта СР-78, в которой уже попытались ввести

характеристики повторяемости сотрясений, тоже не показала адекватной вероятностной оценки сейсмической опасности.

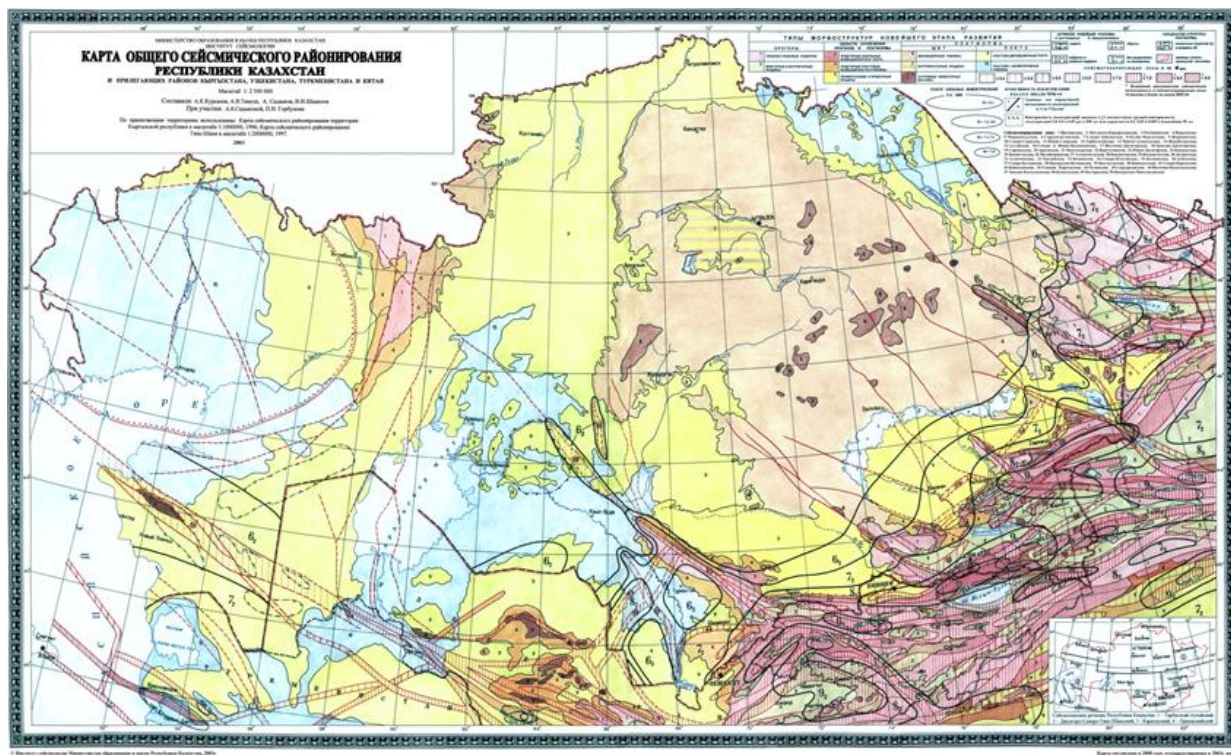


Рисунок 1.8 - Карта сейсмического районирования Казахстана 2003 г. [10].

Таким образом, были внесены изменения в методологию сейсмического районирования, что сближает ее с современной международной, ставшей давно общепринятой во многих странах мира при проведении оценки сейсмической опасности. Суть вероятностного подхода заключается в том, что проводится определение расчётной интенсивности со средней повторяемостью в данной точке.

В сейсмологической практике рассматривались различные подходы к вероятностной оценке сейсмической опасности, которые были основаны на разных, как научно-методических, так и технологических принципах [2, 11, 12]. Во всех случаях, нагрузкой карт является расчетная интенсивность сотрясений, которая имеет среднюю повторяемость в данной точке 1 раз в 500, 1000 и 5000 лет.

В Казахстане первые шаги в этом направлении были сделаны А. Нурмагамбетовым и А. Сыдыковым еще в 80-х годах применительно к району г. Алматы [10, 13]. Оптимальный комплекс разведочной сейсмики и

В настоящее время проводятся детализация карт ОСЗ путем составления карт детального сейсмического зонирования (ДСЗ) для отдельных районов и областей Казахстана. Для построения карт использовался комплекс программного обеспечения, принятый в качестве международного стандарта (SRISK 97P. 1997).

Поиск новых подходов к вероятностной оценке сейсмической опасности продолжается и в настоящее время. Группой авторов (Shahid Ullah, Dino Bindi, Marco Pilz, Laurentiu Danciu, Graeme Weatherill, Elisa Zuccolo, Anatoly Ischuk, Natalya N. Mikhailova, Kanat Abdrakhmatov, Stefano Parolai) был предложен, так называемый, без-зонный подход, основанный на сглаженной сейсмичности [22], а также стандартный подход Корнелла [23] с использованием программного обеспечения OpenQuake Engine [24], который представляет собой программный инструмент с открытым доступом GEM (Global Earthquake Model). Группой ведущих специалистов был проведен расчет вероятностной оценки сейсмической опасности для территории Центральной Азии. В следующем разделе приведено более подробное описание алгоритма и программы расчета OpenQuake Engine, а также приведен расчет карты сейсмической опасности для изучаемого региона по этой методике.

ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Информационная основа сейсмологических исследований

Существующая сеть сейсмологических наблюдений. Региональные инструментальные наблюдения на территории Алматинской области проводятся, начиная с 1927 года, а детальные (сетью высокочувствительных станций) – с 1950 года. За 1950-1952 гг. на Северном Тянь-Шане силами комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) ИФЗ АН СССР под руководством И. Л. Нерсесова были открыты 8 сейсмических станций, оборудованные высокочувствительной аппаратурой. В 1969 г. в связи с организацией отдела сейсмологии при Институте геологических наук АН КАЗССР (с июня 1976 г. - Институт сейсмологии АН КАЗССР) сейсмические станции КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенные на территории Казахстана, были переданы вновь организованному отделу сейсмологии. В 1973-1980 гг. происходило бурное развитие сети наблюдений, завершившиеся вводом в действие трех новых станций 1 класса, оснащенных высокочувствительной сейсмологической аппаратурой, установленной в штольнях на коренных породах, а также четырех станций II класса [11, 25]. В 1994-1998 гг. были запущены 10 телеметрических станций с цифровой записью землетрясений системы «Вулкан». В 2004 г. завершены работы по созданию локальной сети вокруг города Алматы из 9 пунктов, оснащенных цифровой сейсмической аппаратурой и спутниковой системой связи.

В настоящее время Республиканская сеть состоит из 60 сейсмических станций с цифровой формой регистрации сейсмических колебаний. На рисунке 2.1 приведена схема Республиканской сети сейсмологических станций, данные которой использованы в настоящих исследованиях.

Региональные каталоги землетрясений. Информационной основой сейсмологических исследований являются каталоги сильных и слабых землетрясений Казахстана и сопредельных территорий, которые составлены по

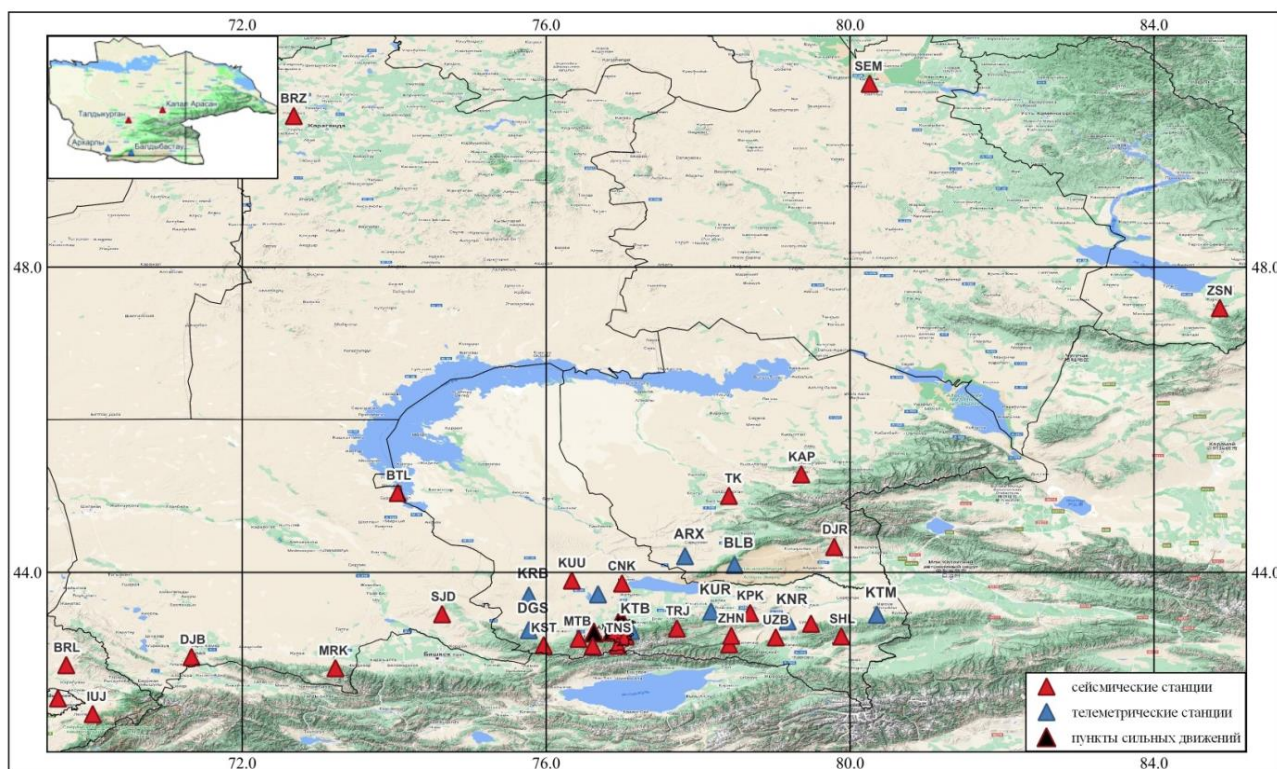


Рисунок 2.1 - Схема Республиканской сети сейсмологических станций.

макросейсмическим и инструментальным данным. Надежные макросейсмические данные имеются со второй половины XIX века.

Региональные инструментальные наблюдения на территории Республики проводятся, начиная с 1927 года. Определение основных параметров землетрясений до 1927 г. произведено исключительно по макросейсмическим, за период 1928-1950 гг. - по макросейсмическим и инструментальным, а начиная с 1951 г. - по инструментальным данным. Параметры очагов землетрясений, расположенных в приграничных районах, дополнялись, обсуждались и уточнялись с представителями Институтов сейсмологии АН Кыргызстана, Узбекистана, России и КНР. Основные принципы, теоретические и методические основы составления каталога сильных землетрясений подробно описаны в опубликованных работах [26, 27, 28, 29]. В каталог включены в хронологическом порядке данные о землетрясениях с магнитудой $M \geq 4,8$ или с энергетическим классом $K \geq 12,6$.

Каталог слабых землетрясений Восточного Тянь-Шаня и Жонгарии с 1928г. по 1968г. составлен в КСЭ ИФЗ АН СССР. Начиная с 1969г. эти работы

проводились отделом сейсмологии, а с 1976г. – сейсмологической опытно-методической экспедицией (СОМЭ) Института сейсмологии АН КАЗССР [29].

Каталог постоянно пополняется по мере поступления и обработки новых данных. Для уточнения и дополнения его использовались каталоги: землетрясений Института геофизических исследований Национального ядерного центра РК; территории Центральной Азии и стран Черноморского бассейна [31]; - территории Тянь-Шаня [32] и Центральной Азии [33], а также материалы специальных исследований по изучению афтершоковой деятельности отдельных сильных землетрясений. Для идентификации и отбраковки взрывов использовался каталог PDE, в котором отмечены события искусственного происхождения, а также известные списки ядерных взрывов, включая и территорию Казахстана.

Следует отметить, что в одних каталогах классификация землетрясений по величине выполнена при помощи магнитудных, а в других - с применением энергетической (по Раутиан) шкал. Чтобы осуществить переход из одной системы шкал в другую, использованы результаты специальных работ по исследованию их взаимосвязи [11, 34, 35]. Для унификации всех данных использовались переходные соотношения в формуле (2.1.1):

$$\begin{aligned} K &= 1,8MLH + 4,0 \quad (M < 5,5); \quad M_S = 1,0MLH - 0,1; \\ K &= 1,5MLH + 5,6 \quad (M > 5,5); \quad MLV = MPSP - 1,25, \\ K &= 4,69 + 1,46M_L \quad (K \leq 12,6); \quad K = 2,13 MPVA + 0,66; \\ K &= 5,44 + 1,52M_S \quad (K > 12,6); \quad K = 1,7 MLV + 5,0; \end{aligned} \quad (2.1.1)$$

где $K \lg E$ (Дж) – энергетический класс; M_L – локальная магнитуда; M_S – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей поверхностной волны по средне периодной аппаратуре; MLH – магнитуда, определяемая по горизонтальным составляющим поверхностной волны по среднепериодной аппаратуре; $MPVA$ – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей продольной волны по среднепериодной аппаратуре; MLV – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей поверхностной волны (аналог M_S).

2.2 Оценка представительности землетрясений за разные периоды наблюдений

При изучении сейсмического режима наиболее важным этапом является выбор пространственно-временных и энергетических рамок совокупностей землетрясений, которые зависят от уровня представительности землетрясений с очагами разных энергий, т.е. от минимального порогового уровня энергетического класса, начиная с которого все землетрясения данного района регистрируются без пропуска. Оценка представительности землетрясений проводится отдельно для сильных и слабых землетрясений. Это связано с тем, что данные о сильных землетрясениях известны за более длительный период, тогда как слабые толчки инструментально регистрируются только с начала 50-х годов.

Существует несколько способов оценки энергетической представительности землетрясений: по графику повторяемости; по радиусам представительной регистрации землетрясений разных энергий, определяемым по экспериментальным данным для каждой станции; по специальным алгоритмам, где на основе различных входных параметров (минимальная амплитуда Р-волн, выделяемая на записи, вид кривой затухания амплитуд, отношение амплитуд продольных и поперечных волн и др.) рассчитывается значение K_{min} [30, 34, 35, 36, 37;].

Для оценки представительности сильных землетрясений используется подход, основанный на графиках накопления числа землетрясений с энергетическими классами $K \geq K_i$ ($K = \lg E$, E - энергия землетрясения в Дж) во времени [25]. Показано, что экспериментальные данные, начиная с определенного момента времени, аппроксимируются прямой линией, т.е. прирост числа землетрясений со временем практически не меняется. Указанный момент времени и является началом представительной регистрации землетрясений того или иного энергетического класса. Полученные результаты уточняются при помощи графиков отношения чисел землетрясений

$\frac{N_k}{N_{k+1}}$, значения которых, при выполнении условия представительности, должны находиться в пределах 2,5-3,2 (при этом угол наклона графика повторяемости $\gamma=0,4-0,5$). Кроме того, в настоящей работе для оценки представительности слабых землетрясений привлекались следующие новые параметры сейсмического режима: временные ряды землетрясений с очагами разных энергий (N_k), графики накопления чисел землетрясений с разными $K(\Sigma N_k)$ и их отношения ($\Sigma N_k / \Sigma N_{k+1}$).

В качестве примера на рисунке 2.2 приведены кумулятивные графики чисел землетрясений с $K=7, 8, 9$ Жонгарской зоны. Видно, что они характеризуются стабильным поведением во времени. Экспериментальные данные аппроксимируются прямой линией начиная с 2003г. для землетрясений с $K=7$, с 1961г. – с $K=8$ и с 1951 – с $K=9$. Это говорит о том, что землетрясения с $K=7$ в этой зоне представительны начиная с 2003 г. с $K=8$ – с 1961 г, а с $K=9$ – с 1951 г.

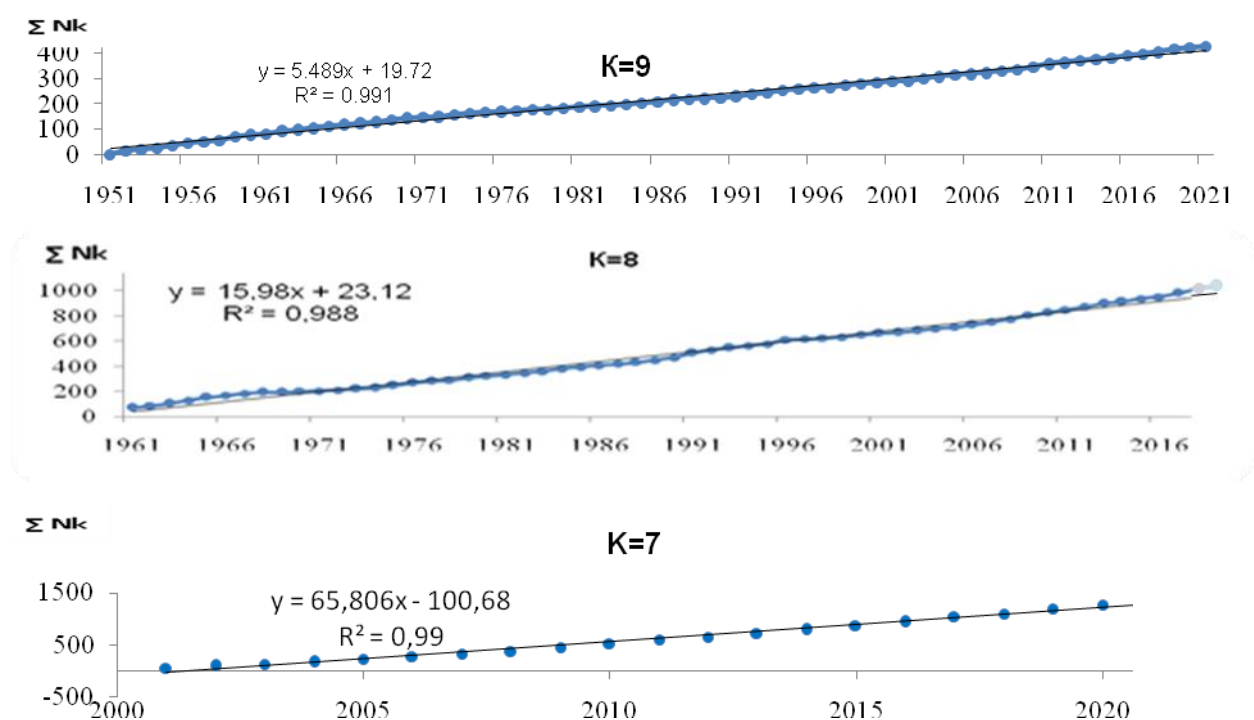


Рисунок 2.2 - Графики накопления числа землетрясений с очагами разных энергий для Жонгарской зоны.

Указанный комплекс исследований по оценке представительности слабых землетрясений проведен для основных сейсмоактивных зон рассматриваемой

территории. Их результаты, с учетом данных ранее полученных по сильным землетрясениям [25], приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 - Оценка представительности землетрясений с $K \geq K_i$ для основных сейсмоактивных зон территории Жонгар-Северо-Тянь-Шаньского региона

№	Наименование зон	Начало времени представительной регистрации землетрясений								
		$K \geq 7$	$K \geq 8$	$K \geq 9$	$K \geq 10$	$K \geq 11$	$K \geq 12$	$K \geq 13$	$K \geq 14$	$K \geq 15$
1	Жонгар-Северо-Тянь-Шаньская	2000	1961	1951	1951	1951	1926-30	1916-20	1891-95	1865-70
2	Зайлийско-Кунгейская	1976	1951	1951	1951	1951	1931-35	1926-30	1911-15	1876-80
3	Боро-Хоринская	2003	1961	1951	1951	1951	1941-45	1936-40	1901-05	-
4	ЮжноПрибалхашская	2003	1951	1951	1951	1946	1941-45	1936-40	1901-05	-
5	Жонгарская	2004	1961	1951	1951	1951	1941-45	1936-40	1901-05	-
6	Северо-Жонгарская	2000	1989	1959	1954	1953	-	-	-	-
7	Саркандская	2000	1989	1964	1952	1951	-	-	-	-

На рисунке 2.3 приведены схемы эмпирических полей представительной регистрации землетрясений разных энергических классов (K_{min}), построенные расчетным способом на период времени 1985 г., 1993 г. и 2021 г. Отмечается некоторое уменьшение областей представительной регистрации землетрясений с $K_{min} = 6 - 7$ со временем. Установлено, что минимальный представительный уровень энергии землетрясений ($K=5,5$) достигнут вблизи г. Алматы. Несколько больше область представительной регистрации землетрясений с $K \geq 6,0$, которая охватывает центральные части хребтов Зайлийского и Кунгей Алатау. Землетрясения с $K \geq 6,5$ представительно регистрируются практически на всем протяжении упомянутых хребтов. Землетрясения с $K=7$ без пропусков регистрируются и обрабатываются в пределах большей части Северного Тянь-Шаня и юга Жонгарии, а с $K=8$ – практически в пределах всего юго-востока Казахстана.

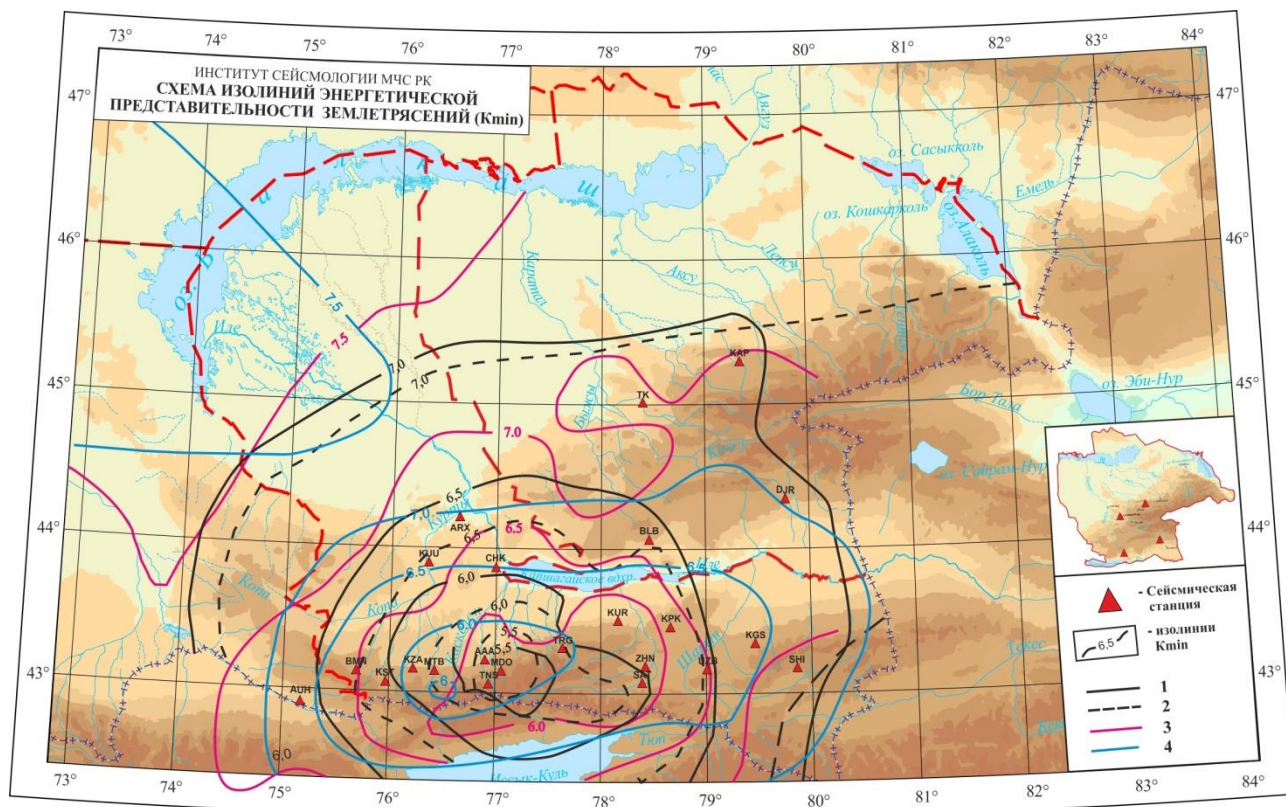


Рисунок 2.3 - Схемы эмпирических полей представительной регистрации землетрясений разных энергических классов (K_{min}): 1 - на 1986 г. по радиусам представительной регистрации; 2 - 4 – по расчетному способу на 1986 г. (2), на 1993 г. (3), на 2021 г. (4).

2.3 История методов оценки сейсмической опасности

Оценка сейсмической опасности включает в себя выделение региональных сейсмогенерирующих зон, определение максимально возможной магнитуды землетрясения (M_{max}), выделение пространственно – временных закономерностей в возникновении землетрясений в выделенных зонах, а также оценку возможных здесь сейсмических воздействий. Инструментом для решения этой задачи является метод сейсмического районирования. В литературе обсуждаются два подхода к проведению сейсмического районирования, первый - детерминистский и второй - вероятностный. В первом, основной информацией на карте сейсмического районирования являются контуры выделенных сейсмогенерирующих зон, а также изолинии максимальной интенсивности

сотрясений, которые представляются в баллах (и) или в количественных характеристиках сейсмических колебаний, которые представляются с учетом их средней повторяемости [2]. Второй подход связан с расчетом изолиний, разделяющих зоны максимальной интенсивности сотрясений I_0 , для которых вероятность превышения P_1 в конкретный заданный интервал времени меньше определенного порога. Такие изолинии разграничивают отдельные зоны, в пределах которых в ближайшие 50 лет допускается с вероятностью 0,1; 0,5; 0,1; возможность превышения максимальных амплитуд интенсивности сотрясений, указанных на карте (в интервале 6-9 баллов), или в ускорениях, или в скоростях колебаний грунта соответствующей категории. Это можно рассматривать как картирование повторяемости максимальных сотрясений, возникающих 1 раз в 500; 1000; 5000 лет [23, 31, 38, 39, 40].

В Казахстане первые исследования по вероятностно оценке сейсмических воздействий проведены для района г. Алматы [13, 41, 42]. После этого было составлено несколько вариантов карт оценки сейсмической опасности на вероятностной основе (ВОСО) для территории Казахстана или отдельных ее частей, основанных на различных научно-методических и технологических принципах [23, 31, 38, 39, 40, 43, 44]. В первом варианте, карта вероятностного сейсмического районирования основана на сейсмической сотрясаемости, это позволяет выполнить вероятностные оценки интенсивности сотрясений в заданном месте. Связь между сейсмической сотрясаемостью (B) и сейсмическим риском (P_0) имеет вид (2. 3. 2) [38] ;

$$P_0 = t/T = tB, \quad t \ll T, \quad (2. 3. 2)$$

здесь $T = 1/B$ – период повторения определенных сотрясении, t – время (срок службы сооружения).

В этом варианте, вероятная оценка интенсивности выполняется на основе карт средних периодов повторения сотрясений с некоторой заданной

интенсивностью $I_i \geq 6, 7, 8, 9$ баллов, рассчитанных для территории юга и юго-востока территории Казахстана [11, 12, 45, 46].

В работах [44, 47, 48] представлен второй вариант карты вероятностного сейсмического районирования для территории Тянь-Шаня, который был разработан совместно с китайскими учеными в рамках договора о научно-техническом сотрудничестве. В этой работе за основу была принята методология, разработанная американскими сейсмологами, а затем использованная при составлении карты сейсмического районирования для территории Китая. В этой методологии производится выделение потенциально возможных очаговых зон с определением характеристик их сейсмичности, а также в установлении закономерностей затухания сейсмических воздействий и проведении вероятностной оценки сейсмического риска. В качестве потенциально возможных очагов используются сейсмогенерирующие зоны.

В качестве третьего варианта карты вероятностного сейсмического районирования используются фрагменты карт ОСР-97 для территории Северной Евразии, которые были созданы под руководством В. И. Уломова в Институте физики Земли РАН. Для составления этого комплекта карт (ОСР-97) была разработана принципиально новая методологическая и технологическая основа с учетом последних научных достижений в области сейсмического районирования. В этом варианте, карты сотрясаемости были рассчитаны по модельному сейсмологическому каталогу, который был создан на основе ЛДФ - модели зон ВОЗ, при этом проводился учет затухания интенсивности сотрясений с расстоянием [31, 40, 49].

По этой же методике составлены карты вероятностного сейсмического районирования территории Актыбинской и Мангыстауской области [50, 51], а для создания карт ВОСО Алматинской и Восточно-Казахстанской областей применялась методика, которая развита в работах [23, 43, 52]. Детальное ее описание приводится в [12]. Для этого варианта ВОСО использован комплекс программных средств SRISK 97 R (1997), адаптированный для сеймотектонических условий Юга и Юго-Востока Казахстана. На этих же

методических и технологических принципах основаны вероятностные карты общего сейсмического зонирования для территории Казахстана [19, 53] и сейсмическое микрозонирование города Алматы [15, 16, 54], разработанное в Институте сейсмологии РК с использованием Европейских стандартов. Карты ВОСО созданы для периодов повторяемости 475 и 2475 лет, как в баллах макросейсмической интенсивности, так и в пиковых ускорениях грунта [21, 55]

В настоящем исследовании, оценка сейсмической опасности проводится по методике Корнелла [52], реализованной в программном обеспечении OpenQuake [56]. Этапы подготовки входных данных и выполнения вероятностного анализа сейсмической опасности выполнены в соответствии с *«Руководством для семинара по программному обеспечению «Openquake» для Центральной Азии»* [57]. Выполнение анализа в вероятностной постановке и для количественных параметров является новым для Казахстана направлением и, следовательно, продолжает развиваться и методически совершенствоваться с учетом мировых достижений, реализованных в программе Open Quake Engine [56] - открытом программном обеспечении для расчета сейсмической опасности и риска. Таким образом, в настоящее время существуют различные варианты карт ВОСО территории Казахстана. Сравнение их между собой показывает, несмотря на то, что территории высокой интенсивности сотрясений тесно приурочены к одним и тем же зонам, между ними не наблюдается однозначного соответствия. О необходимости проведения НИР по созданию детальных карт ВОСО территорий. Ниже приводятся методика и результаты ВОСО Жонгар-Балхашского региона, выполненная по современной методике, приведенной в программе OpenQuake Engine.

2.4 Программные средства (OpenQuake Engine) для вероятностной оценки сейсмической опасности

Open Quake проект [56], включает в себя программное обеспечение, методологию сбора данных, контакты исследовательских групп, статистические данные ассоциированные с сейсмичностью отдельных

регионов, стран, видов человеческой деятельности, подверженных риску землетрясений, а также других факторов природного и антропогенного характера.

Материалы справочного характера доступные со стартовой страницы проекта <https://platform.openquake.org/explore/>, включают в себя глобальные каталоги современных землетрясений за 1900-2009 гг., исторические данные по событиям 1000-1903 гг., с возможностью бесплатной загрузки для дальнейшего использования, а также данные по активным разломам, результатам компьютерного моделирования по активным областям деформаций, и оценкам риска разрушительных землетрясений применительно ко всему миру и его отдельным областям.

Многочисленные программные продукты для обработки данных, классификации зданий и строений, автоматической каталогизации пользовательской базы данных землетрясений, форматирования и передачи данных в виде QGis слоев и др. доступны для загрузки с сайта <https://www.globalquakemodel.org/openquake>.

Среди этих программных продуктов, особое место занимает бесплатный программный продукт с открытым кодом для разработчиков OpenQuake's Engine for Seismic Hazard and Risk Analysis – набор инструментов для анализа сейсмичности и связанных с ней рисков [56]. Продукт доступен для операционных систем, включая Linux, macOS, и Windows.

Два основных модуля Hazard (Оценка опасности) и Risk (Риски) предлагают реализацию моделирования на языке программирования Python средств для PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Analysis – Вероятностного Анализа Угроз Землетрясения) и OpenQuake risk library (Библиотеки для моделирования рисков и сопутствующих потерь от их реализации).

Как целое, проект также представляет из себя платформу, призванную объединить разноплановую информацию по всем основным рискам, а не только землетрясениям, от исследовательских групп, правительственных и коммерческих организаций и всех других заинтересованных лиц.

2.5 Сейсмологическая параметризация очаговых зон для решения задачи по оценке сейсмической опасности

Сейсмологическая параметризация очаговых (площадных, линейных) зон осуществляется на основе каталога землетрясений. Как показано в разделе 2 сейсмическая опасность Жонгар-Балхашского региона определяется не только уровнем сейсмической активности самого региона, но и – Северо-Тянь-Шаньского, Боро-Хоринского и других удаленных сейсмоактивных зон Тянь-Шаня и Алтая. Поэтому нами для дальнейших исследований использован «Представительный каталог землетрясений», выпущенный, в начале 2022 г. в рамках проекта «Оценка сейсмической опасности в Центральной Азии» CASHA-BU [58]. В каталоге отсутствуют землетрясения с магнитудами ниже минимально представительной. Таким образом, для ВОСО Жонгар-Балхашского региона подготовлен каталог, включающий землетрясения в границах региона и его 300-километровой буферной зоны (см. рис. 2.4).

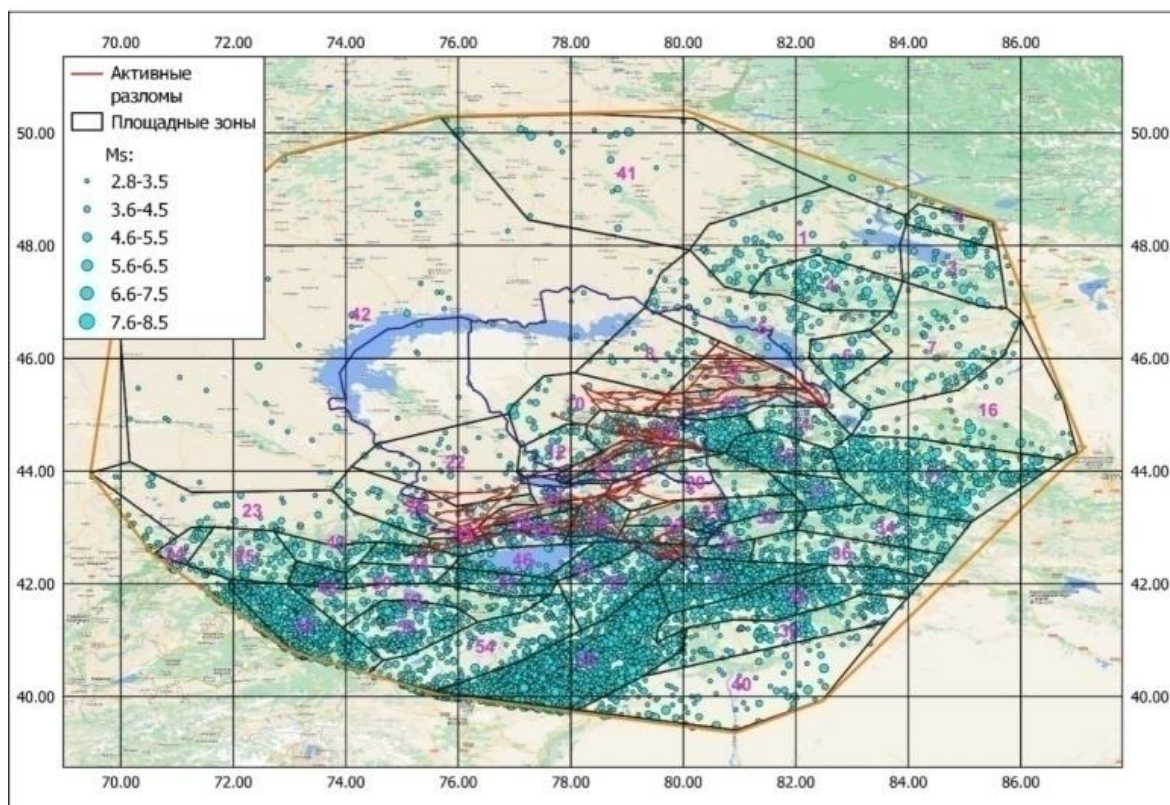


Рисунок 2.4 - Карта эпицентров землетрясений Жонгар-Балхашского региона и его буферной зоны.

Отметим, что для оценки сейсмической опасности в баллах макросейсмической шкалы MSK-64 (K) необходим каталог землетрясений, величина которых классифицирована по магнитуде M_s . Однако, в каталогах землетрясений территории Центральноазиатских республик величина землетрясений (особенно слабых) оценивается по энергетической шкале (по Раутиан) $K=\lg E$ (E - энергия землетрясения в Дж).

Поэтому переход от K или от других систем шкал (mb , $MPVA$, M_w) к M_s осуществлен по соотношениям (2. 5. 3).

$$\begin{aligned} M_s &= 0.47K - 1.15 \\ M_s &= 1.34mb - 1.89 \\ M_s &= 1.14MPVA - 1.45 \\ M_s &= 1.37M_w - 2.28 \end{aligned} \quad (2. 5. 3)$$

На рисунке 2.5 показана зависимость магнитуды зарегистрированных землетрясений от времени. Видно, что количество исторических землетрясений, а также событий, зафиксированных с 1951 г., увеличивается со временем, что связано с открытием новых сейсмических станций.

Поскольку возможности обнаружения землетрясений меняются со временем, путем статистического анализа каталога весь период наблюдений был разделен на четыре временных отрезка, в пределах которых диапазон магнитуд зарегистрированных землетрясений примерно постоянен. Каждый отрезок времени характеризуется своим минимальным уровнем магнитуд, начиная с которого землетрясения регистрируются без пропуска, т. е каталог является полным или представительным.

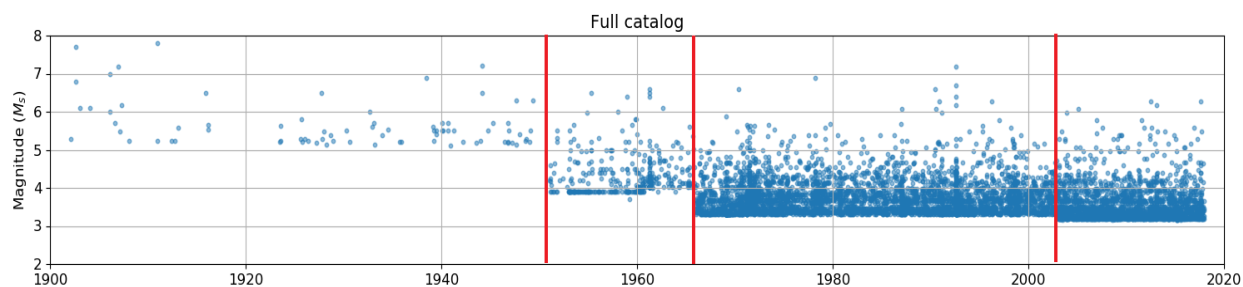


Рисунок 2.5 - Временные периоды (разделены линиями) с разными минимальными значениями M_s для территории Жонгар-Балхашского региона и буферной зоны.

Для окончательной оценки значения $M_{пр}$ для каждого периода времени составлены графики повторяемости землетрясений по M_s (см. рис. 2.6).

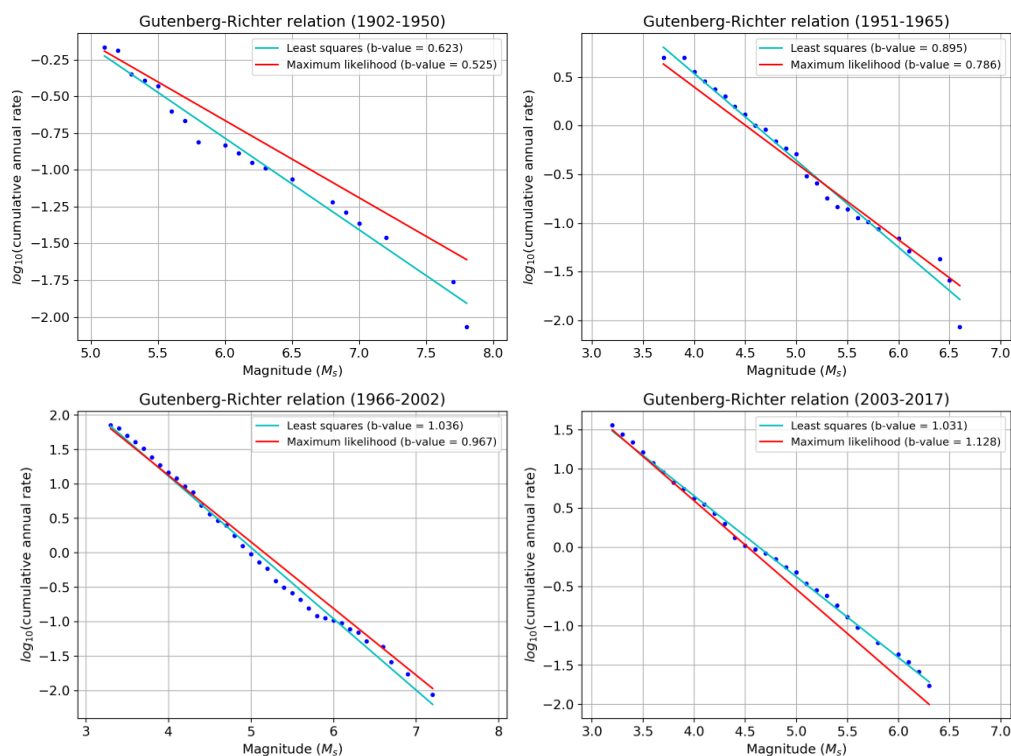


Рисунок 2. 6 - Графики повторяемости землетрясений для четырех периодов времени.

Наилучшая аппроксимация наблюдаемых данных прямой линией получена по методу наименьших квадратов. Использование для этой цели метода максимального правдоподобия дало худший результат. Полученные из данных рисунка 2.6 значения $M_{пр}$ за различные периоды времени даны в таблице 2.2.

Таблица 2.2 - Значения $M_{пр}$ за разные периоды времени

Период времени	$M_{спр}$
1902-1950	$M_s \geq 5.1$
1951-1965	$M_s \geq 3.8$
1966-2002	$M_s \geq 3.3$
2003-2017	$M_s \geq 3.2$

На рисунке 2.7 приведен сводный (единый) график повторяемости землетрясений (зависимость Гутенберга-Рихтера), который получен путем совместного использования графиков повторяемости за четыре отрезков времени. График составлен по способу суммирования, в котором количество

землетрясений N для каждой магнитуды рассчитывается для всех магнитуд, начиная от некоторого заданного значения M в большую сторону.

Данные рисунка 2.7 показывают, что наблюдается хорошая линейная связь между M_s и кумулятивной годовой частотой землетрясений, как по методу наименьших квадратов, так и по методу максимального правдоподобия.

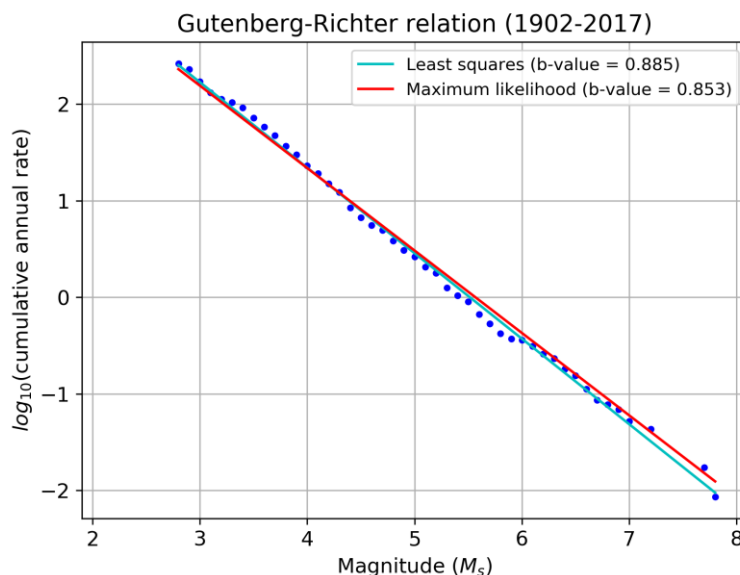


Рисунок 2.7 - Зависимость Гуттенберга-Рихтера для представительного каталога.

Значение угла наклона графика повторяемости (коэффициент в соотношении Гутенберга-Рихтера) близко к единице, что соответствует типичным значениям этого параметра. Таким образом, полученный представительный (полный) каталог землетрясений можно использовать для расчета ВОСО рассматриваемого региона в баллах макросейсмической шкалы MSK-64 (K).

2.6 Характеристики сейсмогенерирующих зон для решения задачи по оценке сейсмической опасности

При расчете ВОСО необходимо иметь информацию о сейсмических источниках – площадных и линейных [57]. Для получения информации о *площадных источниках* используется каталог землетрясений, из которого выбирают

максимальную наблюдаемую магнитуду землетрясения, произошедшего на данной территории. Однако, на континентальных территориях сильные землетрясения могут происходить с периодичностью до тысячи лет [59] и в данное время в каталоге такие землетрясения могут отсутствовать. Однако, в настоящее время находятся в пользовании карты сейсмогенерирующих зон различных территорий, которые разрабатываются по всему комплексу тектонических, геофизических, сейсмологических критериев, и данных дешифрирования космоснимков. Поэтому, для регионов со слабой на сегодняшний день сейсмичностью, использовались карты сейсмогенерирующих зон для получения информации о сейсмических источниках. Ниже приведена такая карта [17, 18, 60] для территории Алматинской области дано краткое описание Южно-Жонгарской и Бороталинской сейсмогенерирующих зон, которые располагаются в пределах Жонгарии (см. рис. 2.8).

Сейсмогенерирующая зона (Южно-Жонгарская) приурочена к глубинному тектоническому разлому, разделяющему Южно - и Центрально-Жонгарский геологические блоки. Зона имеет протяженность из КНР на северо-запад, и уходит под кайнозойские отложения в Южно-Прибалхашской впадине, расчленяясь при этом поперечными разломами. В этом же направлении наблюдается уменьшение мощности земной коры от 50 до 44 км, и уменьшение мощности активной мантии; простирание деструктивной зоны совпадает с простиранием зоны градиентов мощности активной мантии.

На отдельных отрезках разлома имеет место разная амплитуда перемещения эпигерцинской денудационной поверхности. В целом она уменьшается с востока на северо-запад и имеет значения от 2 км (в пределах приподнятых блоков) до 0,8-0,5 км (под рыхлыми отложениями в районе Южно-Прибалхашской впадины) [61]. Суммарная ИНД также изменяется в северо-западном направлении. Если вблизи Панфиловской впадины ее значения не превышают 3 км и на таком уровне остаются на территории КНР, то по простиранию в северо-западном направлении величина ИНД быстро достигает 4-5 км.

Вдоль Южно-Жонгарской зоны разломов отмечены землетрясения 14-15 энергетического класса ($M=5,9-6,5$) по данным инструментальных наблюдений

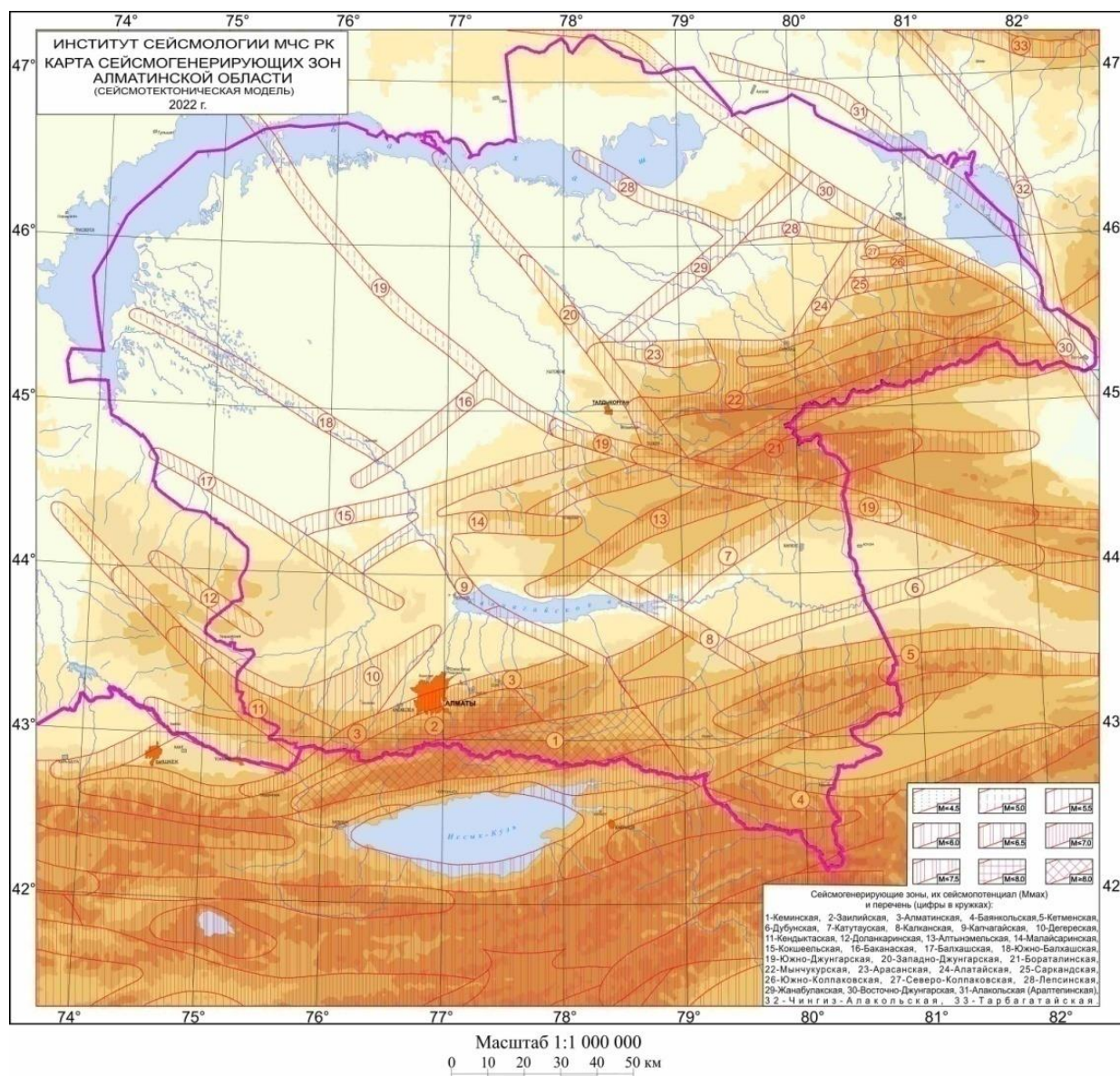


Рисунок 2.8 - Карта сейсмогенерирующих зон Жонгар-Северо-Тянь-Шаньского региона.

(с 1951 года), однако, по сравнению с Алматинской зоной, потенциальные возможности этой зоны очевидно могут быть значительно больше. В пользу такой возможности говорят интенсивные движения новейшего этапа, которые выражаются в надвиговых перемещениях вдоль разлома, и вследствие этого в образовании приразломных складок в неогеновых отложениях, деформаций и разрывов голоценовых террас [61, 69], а также установленные значения ИНД. На восточном фланге Южно-Жонгарской зоны, по всему комплексу данных, максимально возможная магнитуда землетрясений ожидается в пределах 7,0-8,0,

а к северо-западу снижается сначала до 6,5, а затем (в пределах Южно-Прибалхашской впадины) до 6,0.

Бороталинская сейсмогенерирующая зона приурочена к сближенным разломам, отделяющим Центральнo-Жонгарский антиклинорий от Бороталинского синклинория. Почти на всем протяжении зоны вдоль ее крыльев консолидированный фундамент представлен либо гранитными массивами, либо кристаллическими породами каледонского основания. Мощность земной коры более 46 км на фоне утолщенной (>10 км) активной мантии. Как элемент неотектонической структуры описываемая зона связана со взбросо-надвигом, ограничивающим Бороталинскую мегатиклираль юго-восточной вергентности. Геофизическими методами она прослеживается до подошвы. Величина поднятия до орогенной поверхности выравнивания почти на всем протяжении зоны превышает 4 км, а величина смещения ее по отношению к находящейся в пределах КНР Бороталинской впадины составляет около 3 км. Таким образом, суммарная ИНД Бороталинской зоны достигает 7 км, что соответствует прогнозируемой магнитуде 8,0. В пределах зоны происшедшие землетрясения имеют $M=6,5$.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ СОБСТВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1 Геолого-тектонические особенности региона

Геолого-тектонические особенности региона изучались многими известными исследователями [62-73], где представлены основные характеристики геологии, геоморфологии и новейшей тектоники региона, и приведены региональные схемы стратиграфии, как палеоген-неогеновых, так и четвертичных отложений, охарактеризованы этапы развития рельефа региона и т.д. Мы старались обобщить эти данные и привлечь их для решения основных задач диссертации.

3.1.1 Геолого-географическое районирование региона

Рассматриваемый регион очень неоднороден по геологическому строению. Учитывая эти особенности, для удобства описания он подразделен на ряд геолого-географических районов (см. рис. 3.1), границы которых проведены либо по геоструктурным признакам, либо по орогидрографическим.

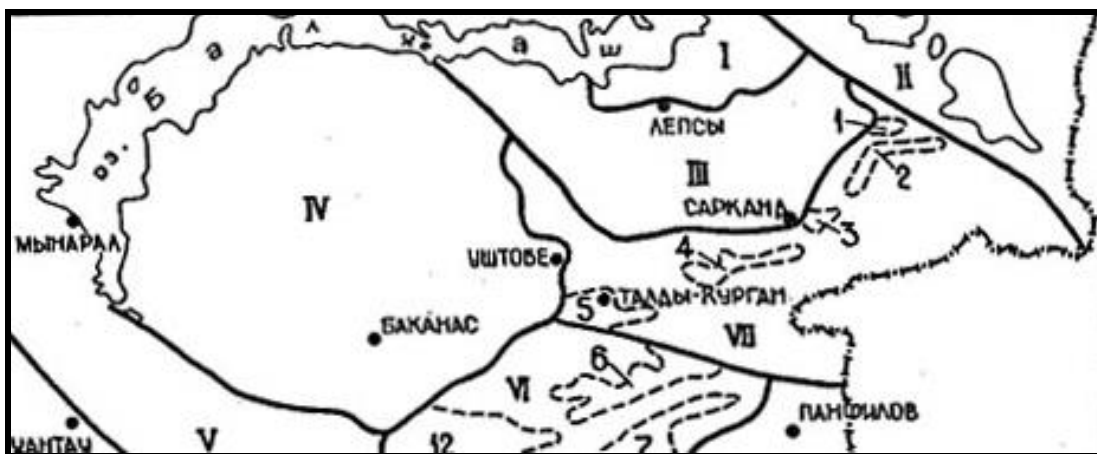


Рисунок 3.1 - Схема геолого-географического районирования региона и прилегающих территорий: I- Восточное Прибалхашье; II- Алакольская впадина; III– Саркандская (Северо-Жонгарская впадина); IV- Южно-Прибалхашская впадина; V- Шу-Илийские горы; VI- Южная Жонгария; VII-

Северная Жонгария; Малые внутренние впадины; 1-Тункурусская; 2-Колпаковская; 3-Покатиловская; 4-Капал-Арасанская; 6-Талдыкорганская; 7-Кугалинская.

Восточное Прибалхашье (I) орографически представлено приподнятым пенеппенизированным плато, окаймленным холмистыми склонами. С северо-востока район ограничен главным Жонгарским разломом, с юга р.Лепсы, а с востока – расчлененным уступом гор Ументай и Арганаты. Представлены в основном палеозойскими разновозрастными отложениями. От кембрийских до пермских отложений сильно дислоцированных.

Алакольскую впадину (II) с юго-запада обрамляют хребты Северного Жонгара, по подножью которого проходит главный Жонгарский разлом, с восточной стороны – отроги хребта Барлык, а с северо-западной и севера – имеют место выходы палеозойского фундамента на южных предгорных равнинах хребт. Тарбагатай. Представлены в основном кайнозойскими разновозрастными отложениями, где преобладают нелитифицированные отложения палеогена и нижнего неогена.

Саркандская (Северо Жонгарская) впадина (III) на юге и юго-востоке окружена хребтами Северной Жонгарии, возвышающимися уступами над равниной вдоль Саркандского и Алатайского разломов; на западе граница проведена по Мулалинскому разлому, простирающемуся под кайнозойскими отложениями от северо-западных отрогов гор Ушкара до устья р. Каратал. На севере ее границей служат р. Лепсы и горы Арганаты. Представлены в основном палеозойско-мезозойскими разновозрастными отложениями. В основном это интрузивы силура и метаморфические и осадочные отложения карбонового возраста.

Южно-Прибалхашская впадина (IV) на западе и с севера примыкает к озеру Балхаш, на юго-востоке и на востоке к горам. Юго-западным бортом служат выходы палеозоя вдоль пологого склона Шу-Балхашского водораздела от южного окончания оз. Балхаш до гор Казыбек. Представлены в основном

мезо-кайнозойскими разновозрастными отложениями меловых и палеоген четвертичного возраста.

Шу-Илийские горы (V) находится между Южно-Прибалхашской впадиной на севере-востоке и Шуйской на юго-западе. Жалаир-Найманская зона разломов отделяет их от хр. Кендыктас. Представлены в основном палеозойскими разновозрастными отложениями. Здесь преобладают интрузивные и эффузивные отложения силура и девона.

Южная Жонгария (VI) включает хребты Алтынемель, Кояндытау, Малайсары, Куланбасы. На юге к ней примыкает Алматинская, на юго-востоке – Жаркентская, на северо-западе – Южно-Прибалхашская впадины. На юго-западе граница с Шу-Илийским районом условно проведена по р. Курты; на северо-востоке она проходит по Южно-Жонгарскому разлому. Представлены в основном мезо-кайнозойскими разновозрастными отложениями. Здесь в отложениях палеогена и неогена сформирован сильно расчлененный эрозионный рельеф (бедленд).

Северная Жонгария (VII) представлена многочисленными простирающимися субширотно хребтами, наиболее крупным из которых является Жонгарский Алатау. На западе она граничит с Южно-Прибалхашской, на севере – с Саркандской впадинами, а на северо-востоке с Алакольской. Представлены в основном палеозойско-мезозойскими разновозрастными отложениями. Отложениями верхнего палеозоя - интрузии, эффузивные образования и осадочный комплекс карбонатных пород.

3.1.2 Основные черты геолого-тектонического строения

Рассматриваемый Жонгар-Балхашский регион на востоке представлен горной цепью Жонгарского Алатау с севера, к которой примыкает Алакольская впадина, а с юга – Илийская впадина. Жонгар Алатау - это традиционное название Семиреченского (Жетысуского) Алатау. Горные хребты Семиречья имеют длину с запада на восток 450 км, ширину - от 50 до 90 км. В центральной

части вершины хребта достигают высоты более 4500 м (наивысшая точка - пик Семенова-Тян-Шанского, 4622 м). Западные отроги Жонгар Алатау образуют северную и западную границы национального парка "Алтын-Эмель". Это часть хребта Кояндытау, хребет Алтын-Эмель и хребты Матай, Дегерес и Шолак (с востока на запад, с постепенным понижением высоты). Хребты Кояндытау (3459 м) и Алтын-Эмель (2928 м) имеют высокогорный тип рельефа. Хребты Матай (2880 м), Дегерес (2280 м) и Шолак (1785 м).

Восточная часть региона, (Жонгарский Алатау), имеет достаточно хорошую обнажённость, тогда как западная часть региона включает часть обширной Прибалхашской впадины, где палеозойский фундамент впадин перекрыт кайнозойскими отложениями. Вместе с тем, каждое из названных структурных образований имеет свою геологическую историю, что находит выражение в разнообразии морфогенетических типов рельефа территории. Таким образом, в современной структуре верхней части земной коры региона четко выделяются два мегакомплекс, определяющие важнейшие черты геологического строения региона: 1) мегакомплекс консолидированного (домезазойского) фундамента эпигерцинской платформы и 2) мегакомплекс альпийского чехла [69]. Первый представляет собой жесткую кристаллическую основу современной структуры земной коры (Жонгарский Алатау), а второй – слабо сцементированные породы, характер деформации которых в значительной степени зависит от направления и интенсивности перемещения подстилающего фундамента (Прибалхашская, Алакольская и Илийская впадины).

В работе мы использовали Геологическую карту Казахстана в масштабе 1:500000 [74], а также опубликованные работы по геологическому строению юга Казахстана. Ниже приведены основные сведения о структуре, вещественном составе и разрывных нарушениях территории, прилегающей к району (см. рис. 3.2).

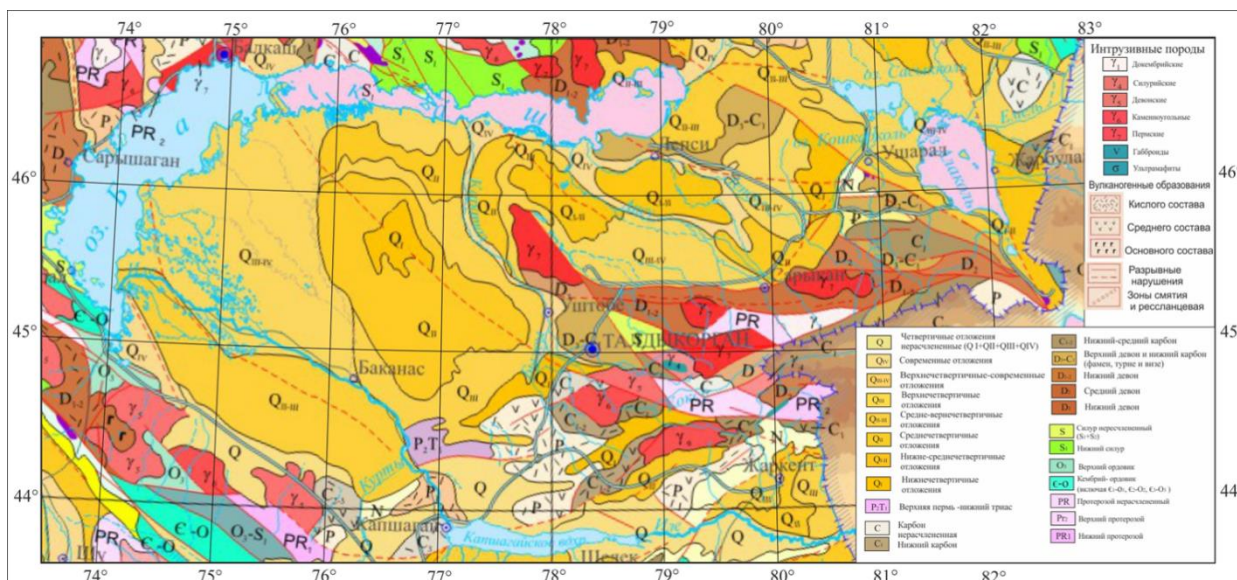


Рисунок 3.2 - Фрагмент геолого-тектонической карты Жонгар-Балхашского региона [68].

В Жонгарском Алатау к основной тектонической структуре относится крупный антиклинорий, в ядре которого сложно дислоцированы и метаморфизованы палеозойские породы.

Наиболее высокие вершины в осевой зоне хребта сформированы гранитами и метаморфическими сланцами, которые имеют высокую устойчивость к процессам выветривания. В неоген-четвертичный период, на территории Жонгарского Алатау произошло сводовое поднятие, которое сопровождалось тектоническими разрывами и интенсивной эрозией.

Казахстанские палеозойды подразделяют на каледониды и герциниды (по возрасту главной складчатости и с учетом других основных деформаций, которые состоят из различных тектонических зон. Комплексы этих зон (стратиграфическое и магматические) сформировались на месте палеоструктур разных типов с разной геодинамической обстановкой. Все известные в Казахстане докембрийские сиалические массивы и блоки относятся к каледонидам, включая и Текели-Илийская зону. Обширная площадь Жонгар-Балхашской зоны занята варисцийскими зонами, кроме этого, обширные площади заняты межгорными мезозойско-кайназойскими впадинами (см. рис. 3.3) [75].

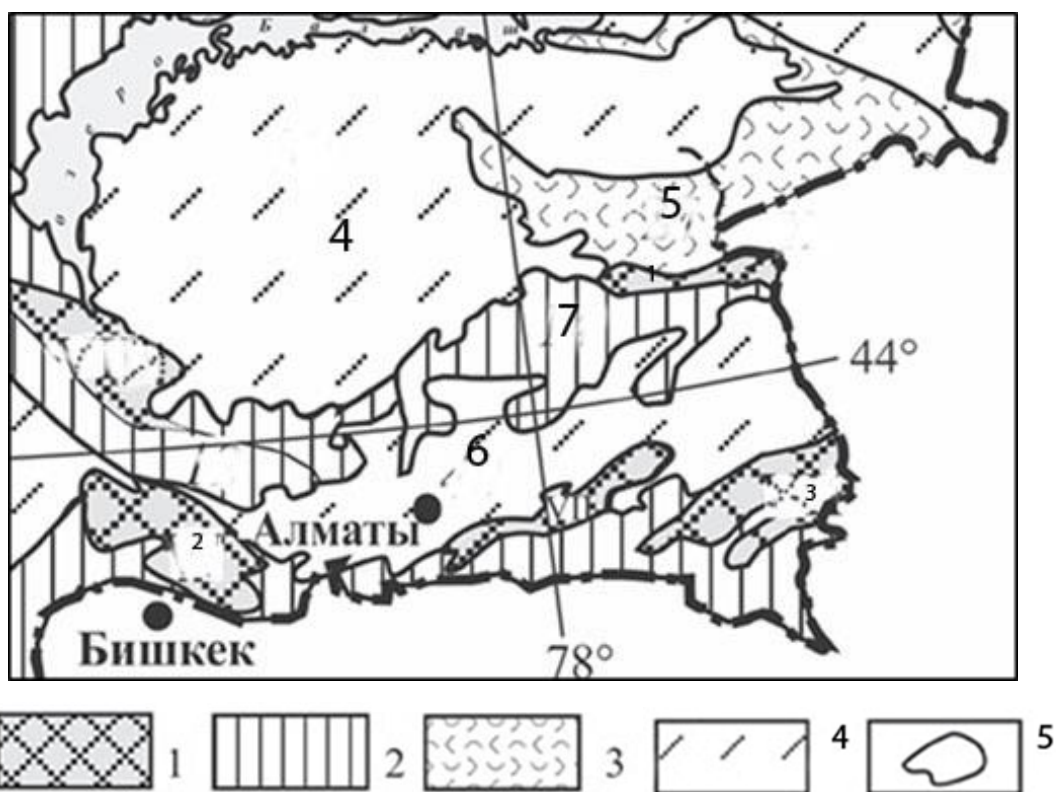


Рисунок 3.3 - Фрагмент схемы тектонической зональности региона [75]: 1- Докембрийские массивы (Жонгарский); 2- каледониды (14-Текели-Илийская); 3-варисциды (27-Северо-Жонгарская); 4-мезозойско-кайназойские чехлы платформы и межгорных впадин (Балхашской, Илийской); 5- границы зон

3.1.3 Вопросы тектонического и неотектонического районирования

Анализ геологических материалов по региону в целом показывает, что в рассматриваемом регионе в результате каледонского и герцинского тектогенеза возникли сложно построенные складчатые (геосинклинальные) пояса Шу-Илийский, Центрально-Жонгарский, внутри которых выделяются антиклинорий и синклинорий, обычно разделенные разломами различной протяженности и разной глубины внутрикорового проникновения. Геосинклинальные пояса обладают повышенной, что подтверждается наличием изменения формаций по вертикали и латерали, а также наличием многочисленных разломов, метаморфизмом пород, напряженной складчатостью и наличием разновозрастных магматических комплексов.

Подвижность этих зон, несмотря на различное время консолидации [76, 77], сохранялась в течение всего палеозоя. Между складчатыми системами существовали относительно стабильные блоки (Балхашская и Южно-Жонгарская впадины) (см. рис. 3.4) [78].

Кратко охарактеризуем основные структурные элементы, упомянутые выше [61, 69, 79, 80-82].

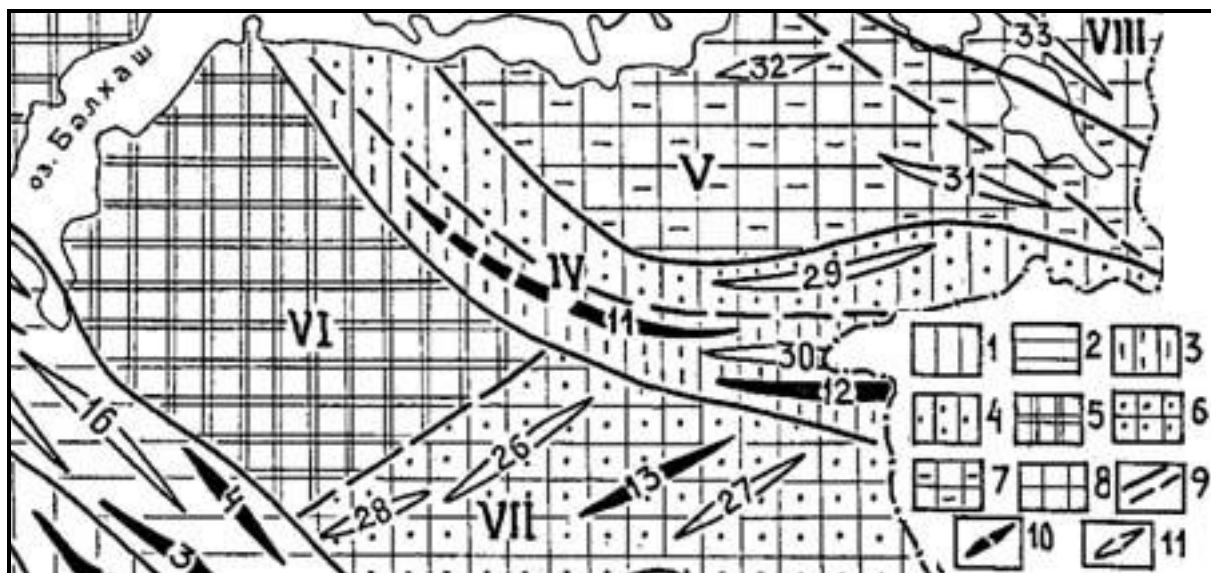


Рисунок 3.4 - Фрагмент схемы основных геоструктурных элементов до альпийского этапа развития фундамента эпигерцинской платформы [78].

Области разновозрастной основной и повторной консолидации земной коры (по Е.Д. Шлыгину и др.1980 с изменениями): 1- ордовикской, 2- силурийской, 3-позднеордовикской и среднедевонской, 4- позднеордовикской и среднекарбоновой, 5- среднедевонской и верхнепалеозойской, 6- силурийской и верхнепалеозойской, 7-среднекарбоновой, 8- раннекарбоновой; 9- границы геоструктурных элементов: а-разделяющие, складчатые поясы и массивы, б- внутри них; 10-11-оси крупных структур: 10-антиклинориев, 11-синклинориев.

Складчатые пояса: IV-Центрально-Джунгарский, V-Северо-Джунгарский. Относительно стабильные массивы: VI-Балхашский, VII-Южно-Джунгарский.

Важнейшие структуры. 3-13 - антиклинории: 3-Джамбулский, 4-Анрахайский, 11-Центрально-Джунгарский, 12-Текелийский, 13-Алтынэмельский, 16-Джельтауский, 26-Сарыозекский, 27-Катутауский, 28-

Куртинский, 29-Саркандский, 30-Бороталинский, 31-Тастауский, 32-Арганатинский.

Шу-Илийская складчатая зона (I) заходит на рассматриваемый регион своим северо-восточным флангом, простираясь с юго-востока на северо-запад, и отделена Южно-Балхашским разломом. Основанием структур является протерозойский метаморфический комплекс. В поясе выделены несколько антиклинориев и синклинориев. Морфология складчатых структур меняется, как по вертикали, так и по латерали, отражая их эволюцию во времени и пространстве [78, 83].

Центрально-Жонгарская складчатая зона (IV) прослеживается из Китая в северо-западном направлении. Докаледонское основание зоны представлено гнейсово-сланцевыми породами рифея, а также байкальским терригенным комплексом и позднепротерозойскими ультрафимитами. Герцинский геосинклинальный комплекс включает карбонатно-терригенные толщи от нижнего девона до верхнего карбона [79, 84].

Северо-Жонгарская складчатая зона (V) занимает огромную площадь в пространстве Прибалхашских равнин и закрыта альпийским чехлом. В пределах зоны обнажаются кремнистые толщи девона и нижнего карбона, а также немногочисленные интрузивные массивы, которые приурочены к антиклинальным поднятиям.

Балхашский срединный массив (VI) также располагается между Центрально-Жонгарским и Шу-Илийским складчатыми районами. Для его обнаженной части в западном Прибалхашье установлено наличие всех структурных этажей.

Южно-Жонгарский срединный массив (VII) охватывает хр. Южной Жонгарии и Жаркентскую впадину. Для него характерна слабая дифференциация тектонических движений в условиях, переходных к платформенным.

По классификации, приведенной в монографии А.В Тимуша [61] хр. Жонгарский Алатау, Алакольская, Южно-Прибалхашская и Жаркентская

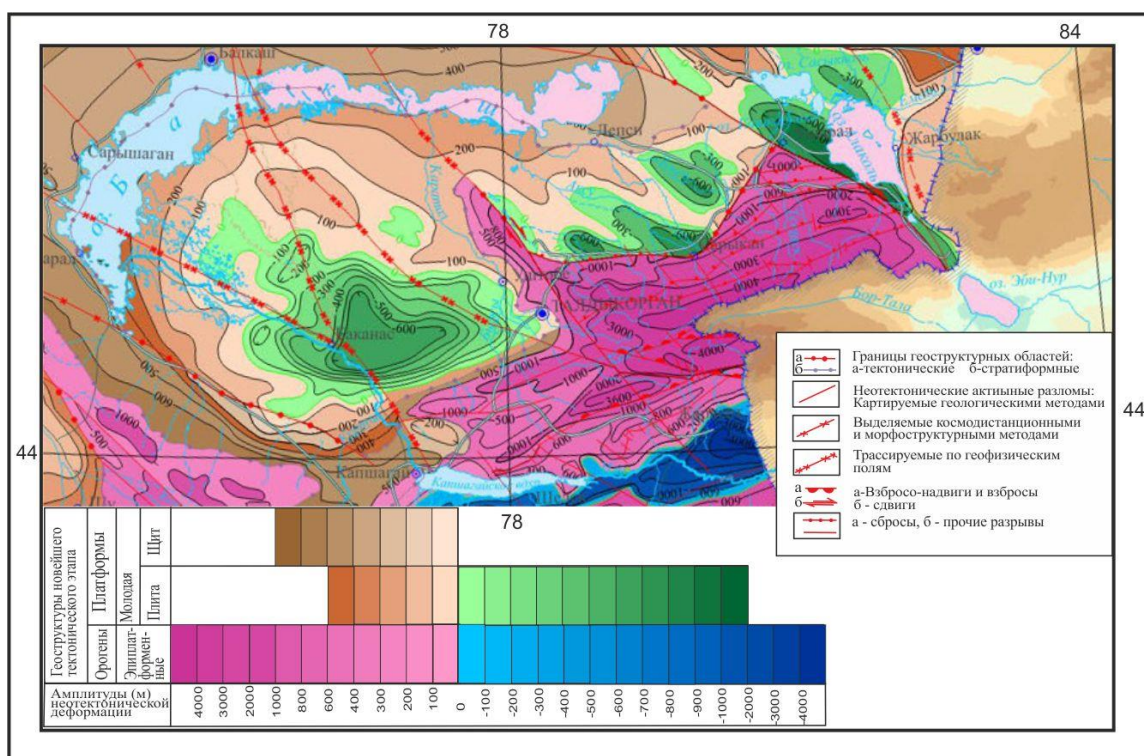


Рисунок 3.6 - Фрагмент схемы неотектоники [129].

В соответствии с существующими определениями считается, что по преобладающему знаку движений и выраженности в рельефе выделяются несколько типов структурных областей: 1- орогенные поднятия (горные хребты); 2- прогибы (впадины) и 3- относительно стабильные (приподнятые денудационные равнины, скрытые под альпийским чехлом) [63, 66-69]. В соответствии с этой концепцией, Шу-Илийские горы, Южно-Жонгарские складчатые зоны, Центрально-Жонгарская и Северо-Жонгарская области относятся к областям новейших поднятий.

Шу-Илийская область новейших поднятий, которая небольшой частью заходит в описываемый регион, - обновление древних разломов подтверждается тектоническими контактами неогеновых и четвертичных отложений, фиксирующими смещение денудационной поверхности на десятки и первые сотни метров.

Южно-Жонгарская область новейших поднятий сформировалась в результате активизации одноименного относительно устойчивого блока. Наибольшему обновлению здесь подвергались разломы северо-восточного

направления, поперечные по отношению к Южно-Жонгарскому и Балхашскому разломам, ограничивающим древние срединные массивы.

Центрально-Жонгарская область поднятий по направлению совпадает с одноименным подвижным поясом и выражена хребтами субширотного простирания. Главную роль в структуре этого региона обновленные глубинные разломы древнего заложения, в частности, Южно-Жонгарский.

Северо-Жонгарская область новейших поднятий связана с субширотными разломами [81]. Об этом свидетельствуют геологические и сейсмотектонические особенности строения приразломных структур [82].

Южно-Прибалхашская впадина в целом обладает изометричной в плане формой, под платформенным чехлом которого фундамент погружается в юго-восточном направлении.

Жаркентская впадина приурочена к Южно-Жонгарскому блоку и, по-видимому, развивается унаследовано с верхнего палеозоя. Ее строение также асимметрично, но наибольшая глубина до фундамента отмечается ближе к северному борту, ограниченному глубинным Или-Коньроленским разломом.

Таким образом, новейшая структура региона имеет блоковый характер. Границы блоков проходят по долгоживущим разломам различной глубины.

3.1.4 Разрывные нарушения

Разрывные нарушения широко развиты в пределах рассматриваемого региона и играют немаловажную роль в его тектоническом развитии. Хребет Жонгарский Алатау рассматривается большинством исследователей как район, где тектонические движения земной коры сопровождались разрывами, в результате чего обособились отдельные глыбы, приподнятые на различную высоту. При этом не все разрывные нарушения имеют структурообразующее значение. В этом отношении исследователями выделяются важнейшие глубинные разломы (Восточно-Жонгарский, Западно-Жонгарский, Южно-Жонгарский и др.), влиявшие на геологическое развитие в течение палеозоя.

Характерная особенность этих районов заключается в том, что они протягиваются от орогенической области на в северо-запад и вспарывают тело Казахской платформы (Восточно, Западно и Южно-Жонгарский, Лепсинский). Однако, существует весьма мало доказательств того, в течение позднего плейстоцена-голоцена данные разломы были активны, хотя имеет место достаточно хорошая выраженность этих разломов в рельефе.

Особенность резкого отличия хребта Жонгарский Алатау от других горных систем Казахстана, заключается в том, что этот хребет является сводовым поднятием, которое осложнено разрывами, возникшими в период неоген-четвертичного воздымания гор. Когда происходили передвижения по плоскостям разрывов, образовалась серия платообразных пространств (уступов) которые четко выражены в структуре рельефа хребта. Платообразные пространства расположены на разных высотах, простираясь до границы вечных снегов и ледников. В результате наличия таких выступов внешние склоны Жонгарской горной системы приобретают вид «ступенчатости». Амплитуда неоген-четвертичных блоковых подвижек в Жонгар-Балхашском регионе варьируется в зависимости от геологических условий и тектонической активности и составляет десятки и сотни метров, в зависимости от масштаба тектонических движений (от 50 до 100-150 м).

Из-за неравномерного поднятия по плоскостям разрывов, в рельефе образовались серии уступов, которые расположены на различных гипсометрических уровнях. Это привело к тому, что склоны хребта представляют собой лестницу древних поверхностей выравнивания. Они прослеживаются наиболее четко на 700 - 1600, 1600 - 3100 и 3100 - 4560 метров над уровнем моря.

На рисунке 3.7 представлен фрагмент карты разрывных нарушений, составленный с использованием материалов обобщения А. В. Тимуша, Н. П. Степаненко и других авторов.

Жонгарии и, по мнению исследователей, образует в рельефе четко выраженный уступ, высотой до нескольких сотен метров.

Алтынэмельский разлом рассекает Южно-Жонгарский блок в северо-восточном направлении и прослеживается от гор Шолак на ЮЗ до р. Борохудзир на востоке. Общая протяженность его около 400 км. По комплексу геофизических методов, разлом интерпретируется как выражение на поверхности деструктивной зоны, расположенной на глубине и проникающей в земную кору на 20 км, а на северо-восточном фланге – вплоть до подошвы земной коры (50 км).

Как пишет Трифанов В. Г. [86], хребет Алтынэмель представляет собой новейшее антиклинальное поднятие северо-восточного простирания в значительной мере сформировавшееся в течение плейстоцена. Алтынэмельский разлом круто наклонен под хребет. По нему имеет место как взбросовые, так и левосдвиговые смещения, отчётливо фиксирующиеся в пересекаемых оврагах.

Южно-Жонгарский разлом ограничивает с юга Боро-Хоринскую мегантиклиналь и простирается в северо-западном и юго-восточном направлениях. Как описывают исследователи, на СВ разлом прослеживается далеко по космоснимкам и уходит в пределы Южно-Прибалхашской впадины [67]. Вдоль Южно-Жонгарского разлома на участке от г. Текели до гор Акташ (КНР) исследователи находят наибольшие тектонические напряжения сжатия. Именно здесь сосредоточено наибольшее количество очагов землетрясений.

Бороталинский разлом прослеживается на космоснимке вдоль южного склона Жонгарского хребта, с водоразделом которого совпадает ось Северо-Жонгарской мегантиклинали. Вдоль разлома в Бороталинской впадине наблюдается узкая полоса ступенчатых предгорий, где обнажаются отложения альпийского комплекса от юры до неогена. В целом, рисунок шовной зоны имеет «клавишный» стиль, свидетельствующий о правосдвиговых смещениях взбрасываемых блоков при общем тектоническом движении структур на юго-восток. В год скорость перемещения крыльев разлома составляет 0,5-1,0 мм.

Саркандский разлом имеет субширотное простирание и ограничивает Центрально-Жонгарскую мегантиклиналь с севера. Разлом четко фиксируется в рельефе, дешифрируется на космических и высотных снимках, в гравитационном поле. Вдоль Саркандского разлома произошли значительные перемещения эпигерцинской денудационной поверхности в течение неотектонического этапа. Максимальная амплитуда перемещений в районе сочленения с Алатайским разломом составляет примерно 3 км. На протяжении всей зоны, суммарная интенсивность новейших движений неодинакова. Она наибольшая (3,5-4,5 км) на отрезке от Алатайского до пересечения с Арасанским разломом, а затем уменьшается на запад до 2,9-1,9 км. Скорость перемещения крыльев разлома равна 0,16-0,21 мм/год.

3.2 Сейсмичность и сейсмический режим

В научном (фундаментальном) плане, для выяснения физических причин возникновения землетрясений, понимания закономерностей формирования их очаговых зон, разработки физических моделей сейсмического режима и процесса подготовки сильных землетрясений, необходимо детальное изучение характеристик сейсмичности и сейсмического режима. В прикладном плане, данные исследования важны для разработки карт оценки сейсмической опасности различной детальности, что является основой для разработки свода строительных норм и правил (СНИП) в сейсмоопасных регионах. Ниже приведены результаты изучения характеристик сейсмичности и сейсмического режима земной коры как отражения ее геодинамической активности.

3.2.1 Сейсмичность региона исследований

Ощутимость сильных землетрясений. Территория Жонгар-Балхашского региона подвержена частым и сильным землетрясениям. Уровень сейсмической опасности её определяется не только сильными

землетрясениями, происходящими в пределах самого региона, но и разрушительными сейсмическими событиями – соседнего Северо-Тянь-Шаньского региона. Наиболее сейсмоактивными являются территории хребтов Заилийский, Кунгей Алатау и восточная часть Киргизского хребта, где в недалеком прошлом произошли сильнейшие землетрясения (Беловодское 1885 г., Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г., Кемино-Чуйское 1938 г.). Эти события на международном уровне причислены к разряду сейсмических катастроф, при которых имели место сейсмотектонические деформации протяженностью вплоть до сотен километров. Собранная и систематизированная информация о произошедших здесь сильных и ощутимых землетрясениях позволила построить схемы изосейст сильных землетрясений [26, 27, 29, 87]. Согласно им, на юге рассматриваемой территории Чиликское землетрясение ощущалось с максимальной интенсивностью 8, Верненское -7, Кеминское - 6 и Кемино-Чуйское - 5 баллов. Ниже приводится описание некоторых сильных землетрясений, которые произошли в пределах Жонгар-Балхашского региона. Их схемы изосейст даны на рисунке 3.8.

25 сентября 1979 г. в Балхашском районе Алма-Атинской области произошло сильное землетрясение (**Баканасское**), очаг которого находился в 60 км к северу-востоку от с. Баканас на глубине более 30 км. Магнитуда землетрясения составила 5,8, что вызвало сотрясение в эпицентре до 7 баллов.

Текелийское (1) землетрясение ($M=5,6$; $J_0=7$ баллов) 30 декабря 1993 года, произошло в 30-ти км к юго-востоку от г. Талды-Кургана, в непосредственной близости от г.Текели. Его очаг связан с Южно-Жонгарской системой разломов. В эпицентральной области на территории г.Текели интенсивность землетрясения достигла 7 баллов. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Механизм очага Текелийского землетрясения 1993 г. был определен по 85 станциям и характеризуется сдвиго-взбросовым типом механизма [88].

Текелийское (2) землетрясение произошло 13 июня 2009 г. вблизи очага **Текелийского (1)** землетрясения 1993 г. Его параметры: $K=13,9$; $M_s=5,6$;

интенсивность в эпицентре $I_0=7$ баллов. Землетрясение ощущалось в г. Алматы – 3-4 балла, в г. Талдыкорган – 5-6 баллов, в эпицентре (г. Текели) – 6-7 баллов. Очаг землетрясения характеризуется взбросовой подвижкой с незначительной сдвиговой составляющей. Одна из плоскостей разрыва широтного простирания падает на север, другая плоскость имеет северо-восточное простирание и юго-восточное падение.

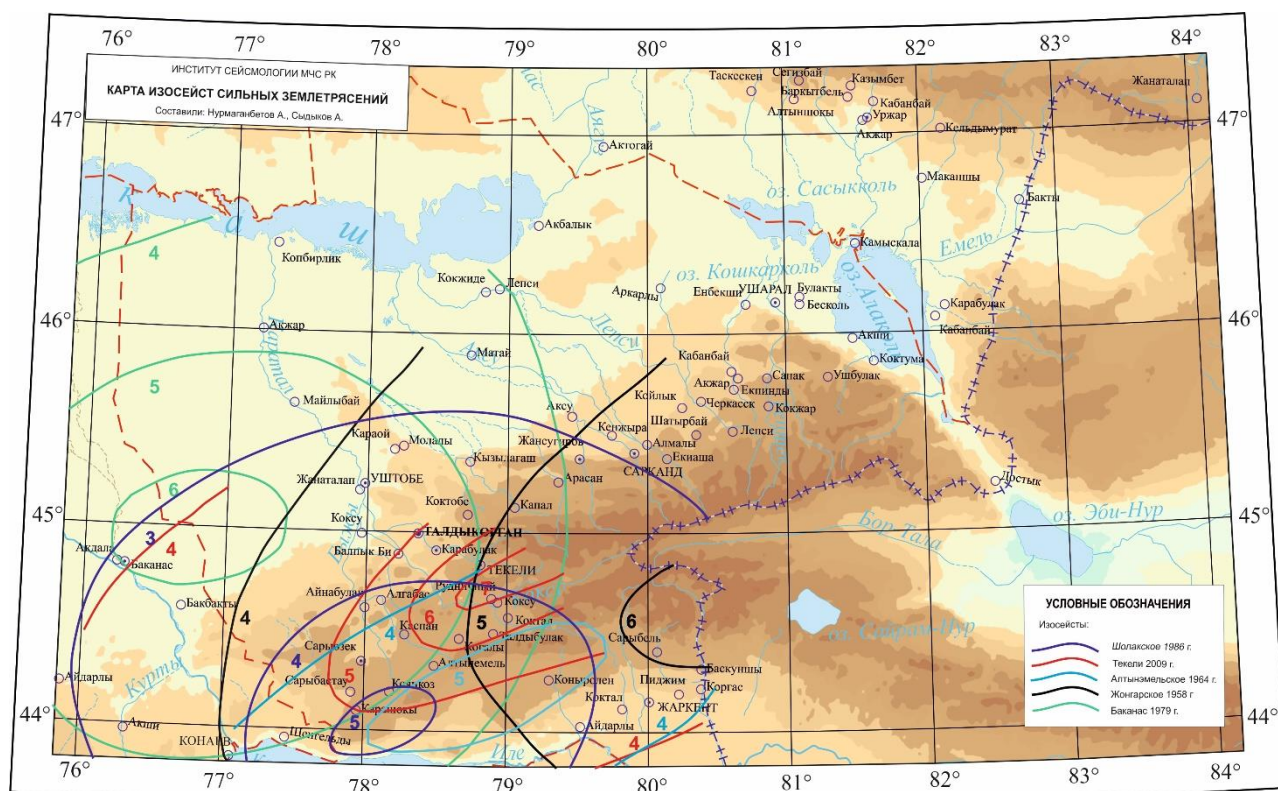


Рисунок 3.8 - Карты изосейст Жонгарского, Алтынэмельского, Шолакского, Баканасского и Текелийского землетрясений.

Эпицентрально поле сильных землетрясений. В сейсмическом плане рассматриваемый регион находится в сфере воздействия сильных землетрясений сейсмоактивных зон Северного Тянь-Шаня, Жонгарии и Боро-Хоро. Для оценки общей сейсмической обстановки в регионе рассмотрена более обширная территория, ограниченная координатами $42^{\circ}00' - 47^{\circ}30'$ с.ш. и $73^{\circ}30' - 85^{\circ}00'$ в.д. В её пределы включены районы с различным характером сейсмического режима, такие как Северный Тянь-Шань, Жонгария, Боро-Хоро и платформенные области Прибалхашья. Выбор такой территории обусловлен, прежде всего, стремлением определить влияние сильных сейсмических событий, окружающих территорий на

сейсмическую опасность рассматриваемого региона. Для сильных сейсмических событий, с магнитудой $M \geq 6,1$ были определены очаговые зоны в виде эллипсов, с использованием формул (3.2.1.1) [11]:

$$\begin{aligned} \lg L_x (\text{км}) &= 0,5M - 1,8 \text{ — длина сейсмического очага,} \\ \lg W (\text{км}) &= 0,26M - 0,56 \text{ — ширина сейсмического очага} \end{aligned} \quad (3.2.1.1)$$

Территориально, азимуты простирания очаговых зон определялись разными способами: а — по данным об афтершоках; б — по данным о простирании изосейст; в — по данным о простирании разрыва в очаге; г — по данным о механизме очага землетрясения; д — по данным о простирании сейсмогенерирующей зоны. Показано, что для очагов сильных землетрясений, преимущественными направлениями простирания являются 76° - 90° и 106° - 120° [11, 28, 89].

Для изучения особенностей пространственного распределения сейсмичности, одними из основных исходных материалов являются карты эпицентров землетрясений. При разработке таких карт указываются, как правило, магнитуда, энергетический класс, глубина и другие параметры. В последнее время очаги землетрясений представляют с учетом их размеров и простирания [11].

В настоящей работе для рассматриваемой территории построена карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,8$ с древнейших времен (250 г. до нашей эры) по 2021 г. (рисунок 2.5); Анализ территориального распределение очагов эпицентров разрушительных землетрясений с магнитудой $M \geq 6,1$ показывает, что подавляющее большинство их располагается в пределах двух достаточно узких линейных зон — Северо-Тянь-Шаньской и Жонгарской.

В Северо-Тянь-Шаньской зоне, эпицентры сейсмических событий с $M \geq 6,1$ относятся к Заилийско-Кунгейской зоне (Верненское 1887 г., $M = 7,3$; Чиликское 1889 г., $M = 8,3$; Кеминское 1911 г., $M = 8,2$; Кемино-Чуйское 1938 г., $M = 6,9$; Жаланащ-Тюпское 1978 г., $M = 6,8$; Байсорунское 1990 г., $M = 6,3$). Несколько ниже активность

наблюдается на хребте Кетмень, где максимальная магнитуда землетрясений не превышает 6,5. В Северо-Тянь-Шаньской зоне, с начала 70-х годов прошлого века сейсмическая активность усилилась, когда после продолжительного (более чем 30-летнего периода затишья) произошел ряд сейсмических событий с $M = 5,5-6,8$.

Жонгарская сейсмоактивная зона трассируется цепочкой эпицентров сильных землетрясений с магнитудами $M=6,1-7,0$, в пределах которой располагаются очаги сильнейших землетрясений: Текелийское в 1993 г. ($M = 6,1$), Джунгарское в 1958 г. ($M = 6,4$), Кульджинское в 1921 г. ($M = 6,5$) и др. Наиболее разрушительные землетрясения Жонгар-Боро-Хоринской зоны происходили в 1812 г. ($M = 7,5-8,0$), в 1906 г. ($M = 7,5-8,0$) и в 1944 г. ($M = 7,2$). Их эпицентры располагаются в пределах хр. Боро-Хоро на территории КНР.

Рассматривая распределения эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 4,8$ (см. рис.3.9), можно заметить их большую рассеянность по площади, по сравнению с эпицентрами более сильных, разрушительных землетрясений. Эти события ($M \geq 4,8$) представляют достаточно широкие полосы с достаточно размытыми границами, или же формируют группы эпицентров, неравномерно распределенных по территории. Характер расположения эпицентрального поля сильных землетрясений показывает, что в последние 150 лет, основная сейсмическая деятельность происходит на территории Северного Тянь-Шаня, где эпицентры сильных землетрясений вытянуты в широтном направлении в виде полосы шириной около 50 км. Она состоит из трех крупных подзон: Киргизской, Заилийско-Кунгейской и Кетменьской. Приуроченная к Жонгарии сейсмоактивная зона, тоже имеет субширотную ориентацию. Произошедшие здесь сильные землетрясения располагаются в основном в южной части поднятия, образуя небольшую по ширине полосу (зону), протягивающуюся на восток вдоль хребта Боро-Хоро в КНР. Землетрясения в 1958, 1962, 1979, и 1993 гг, также тяготеют к восточной части зоны. В западной подзоне Жонгарии, с конца 70-х годов прошлого века имела место активизация, здесь произошли Баканасское землетрясение в 1979 г. ($M = 5,8$), Текелийские события в 1993 г. ($M = 5,8$), в 2009 г. ($M = 5,6$) и др. менее сильные землетрясения. В общей сложности, за последнее

столетие в Жонгарской сейсмоактивной зоне произошло шесть землетрясений с энергетическим классом $K = 15$ [11, 12, 90, 91].

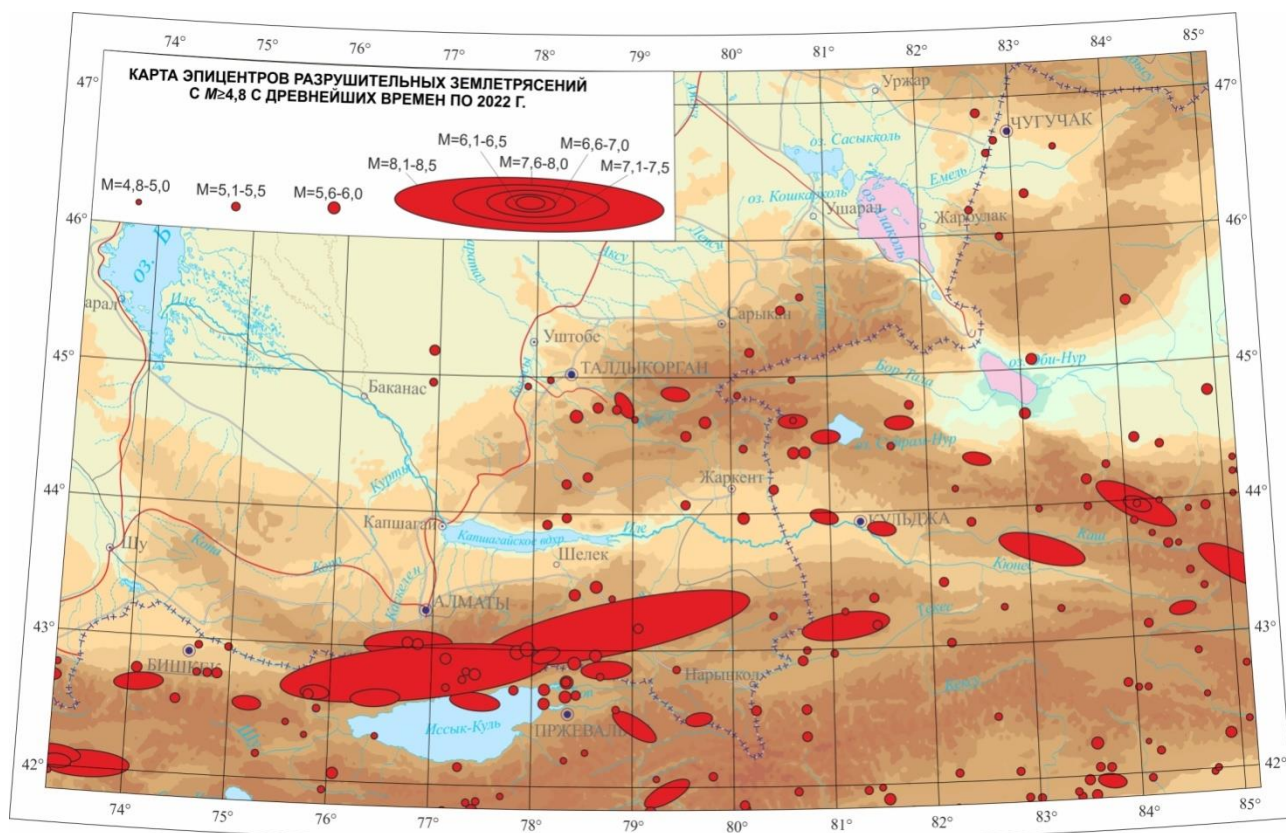


Рисунок 3.9 - Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,8$ с древнейших времен по 2022 г.

Таким образом, анализ пространственно-временного распределения сейсмичности на обширной территории юго-востока Казахстана показывает, что для Жонгар-Балхашского региона потенциальную сейсмическую опасность представляют сильные землетрясения, эпицентры которых будут располагаться как на самой Жонгарской, так и на соседних Северо-Тянь-Шаньской и Боро-Хоринской сейсмоактивных зонах.

Эпицентрально-поле слабых землетрясений. Карта эпицентров слабых землетрясений ($K \geq 8,6$; $M \geq 2,5$) с 1962 по 2021 гг. (см. рис. 3.10) показывает неравномерность их распределения по площади. Практически, эпицентры заполняют всю территорию, хотя и с разной плотностью на разных участках. Наибольшее количество эпицентров наблюдается в центральной и восточной частях хребтов Заилийский и Кунгей Алатау, а также на территории Киргизского и хребта Кетмень. На западных частях хребтов Заилийский и Кунгей Алатау

отмечается меньшее число слабых землетрясений, по сравнению с центральной и восточной частями. Большинство эпицентров слабых землетрясений в Жонгарии располагаются в пределах двух высокосейсмичных районов изометричной формы. На территории Чу-Илийских гор, Илийской впадины, Северной-Жонгарии, и Южного Прибалхашья количество землетрясений небольшое, и их эпицентры распределены более или менее равномерно по пространству. Анализ представленных карт эпицентров позволяет выделить ряд сейсмоактивных зон на рассматриваемой территории (см. рис. 3.10).

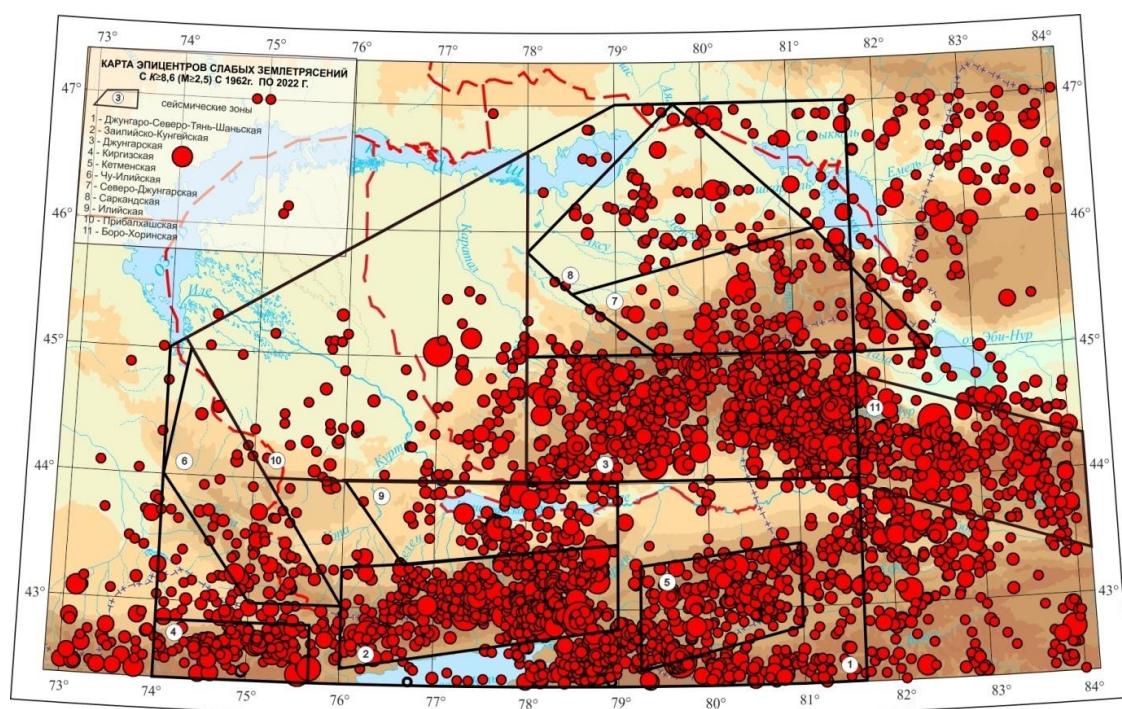


Рисунок 3.10 - Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 8,6$ ($M \geq 2,5$) с 1962 г. по 2022 г.

Не трудно заметить при анализе приведенных карт, что связь между слабыми и сильными землетрясениями не имеет смысла. Нужно отметить, что эпицентры сильных и умеренных землетрясений достаточно близко приурочены к зонам скопления многочисленных слабых толчков или к их краевым частям. В настоящее время эти участки также высокоактивны. Существуют также районы, где эпицентры сильных и умеренных землетрясений (в основном, события прошлого) расположены в зоне спокойной сейсмичности в настоящее время. Особенности площадного распределения

слабых и сильных землетрясений говорят о неоднородности распределения очагов землетрясений, как в пространстве, так и во времени.

Распределение землетрясений по глубине очагов. Сведения о глубинах залегания очагов землетрясений имеют важное значение при изучении сейсмического режима. В силу объективных причин, для многих очагов землетрясений значения глубин после обработки остаются неопределенными. Поэтому, важным для анализа глубинного распределения очагов является использование материалов за те годы, когда сеть сейсмических наблюдений была наиболее развитой с большим количеством станций. Также важным моментом является однородность материалов при определении глубины очагов землетрясений [38, 92, 93]. Для территории Северного Тянь-Шаня, в разные годы использовались разные подходы к оценке глубины. Так, для сильных событий глубины определялись по макросейсмическим данным, для небольшого количества слабых землетрясений глубины определялись по осредненной палетке Ризниченко Ю. В., а также с использованием графических методов Вадати или Исикава. Начиная с 1980 г., при определении глубины гипоцентров используется способ палеток изохрон по временам $S-P$, который основан на сложной модели скорости сейсмических волн в регионе [93].

В работе исследовано для Жонгар-Балхашского региона распределение числа землетрясений по глубине залегания очагов. Исследования проводились отдельно для землетрясений с классом $K=4$ и более высокого класса (см. рис. 3.11). В данном регионе, глубина очагов определена для 13334 событий. Из рисунка 2.7 следует, что максимальное число очагов имеет место для землетрясений с $K = 7$ на глубинах 16-20 км, а наибольшее – с $K = 6-7$ – на глубинах 11-20 км. Эти результаты позволяют заключить, что, во-первых, подавляющее число очагов располагается в земной коре на глубине 11-20 км и, во-вторых, что глубина залегания очагов увеличивается с ростом энергетического класса землетрясений. Видно, что очаги всех землетрясений с $K \geq 13$ (36 событий) располагаются на 11-15 км и глубже.

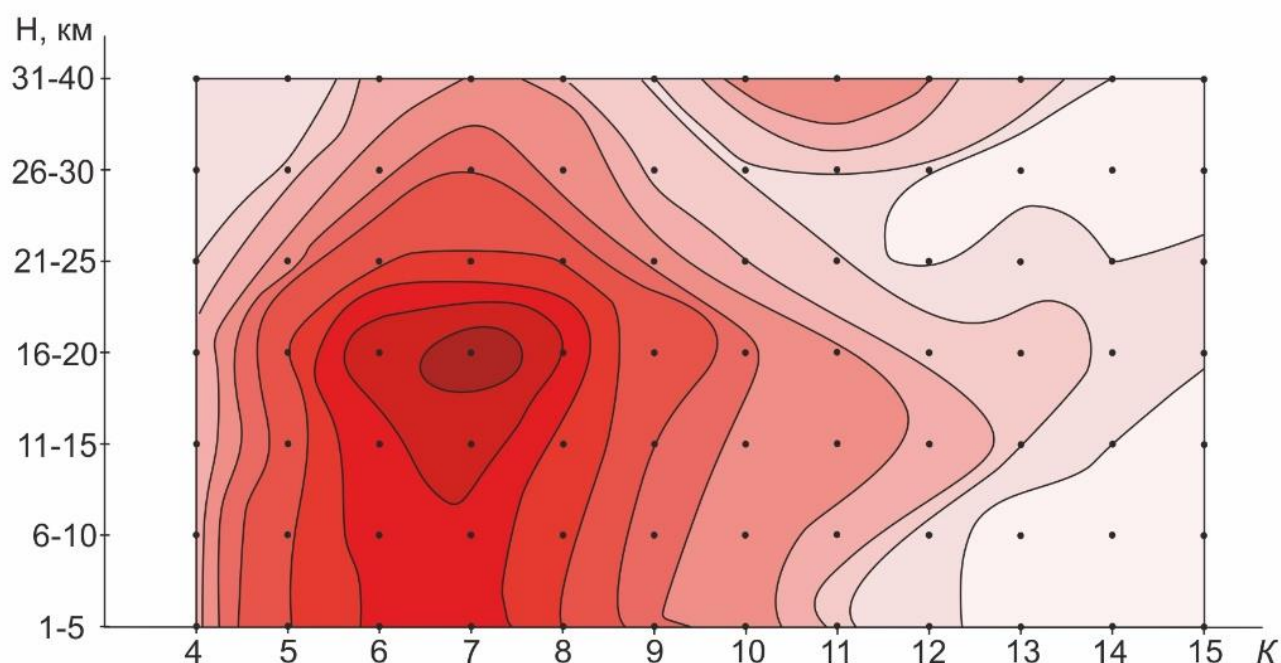


Рисунок 3.11 - Распределение землетрясений различных энергетических классов (K) по глубине залегания очагов (H).

Один из вопросов диссертации заключался в получении представления об объемной структуре поля сейсмичности. В обобщенном виде, эту информацию могут предоставить карты плотности эпицентров слабых землетрясений, иными словами, карты плотности сейсмического фона в слоях разной глубины [11,12,94]. Такие карты были разработаны с использованием данных по землетрясениям с $K \geq 5,0$ за 1961-2021 гг., полученным на территории с координатами $44^{\circ}00'-47^{\circ}00'$ с.ш. и $76^{\circ}00'-83^{\circ}00'$ в.д. (см. рис.3.12). В верхнем слое земной коры ($H = 0-10$ км), очаги заполняют всю площадь, значения плотности различаются в разных частях территории (см. рис.3.12а). Четко видна полоса близширотного простирания с высокой плотностью очагов, приуроченная территориально к хр. Южной Жонгарии. Внутри этой полосы распределение плотности очагов имеет мозаичную структуру, с максимумами в двух районах. Достаточно четко видна зона северо-западного простирания, совпадающая с восточным окончанием Северной Жонгарии.

а

б

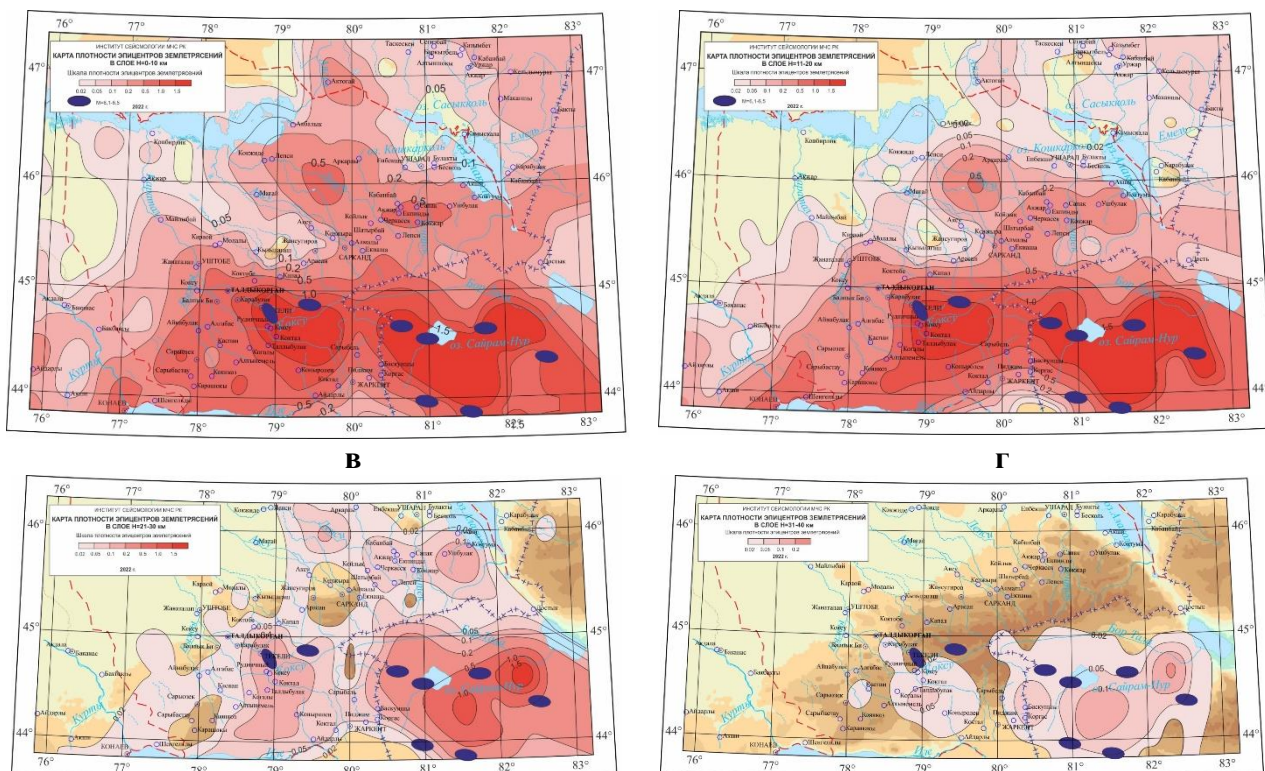


Рисунок 3.12 - Карты плотности эпицентров землетрясений в интервалах глубин $H = 0-10$ км (а), $H = 11-20$ км (б), $H = 21-30$ км (в) и $H = 31-40$ км (г).

На территории восточного окончания Северной Жонгарии, значения максимальной плотности эпицентров гораздо ниже чем на территории, приуроченной к Южной Жонгарии. Характер распределения плотности очагов землетрясений на глубинах $H = 11-20$ км (см. рис. 3.12б) аналогичен тому, что имел место в предыдущем случае. При увеличении глубины сейсмоактивного слоя (с $H \geq 21$) (см. рис. 3.12в и 3.12г) наблюдается тенденция, как уменьшения площади областей сейсмического фона, так и уменьшения значений самой плотности. Число землетрясений на глубине $H \geq 31$ км мало, однако и по этим данным видно, что области с наибольшими значениями глубин очагов, расположены в южной части Жонгарии и что они имеют близширотное простираение.

На основании полученных данных можно получить представление о трехмерном сейсмоактивном объеме расположения очагов подавляющего большинства слабых землетрясений. На основании детального анализа областей максимальной плотности очагов землетрясений на разных глубинах,

можно сделать вывод о совпадении их планового положения с увеличением глубины. Этот факт возможно свидетельствует о близвертикальном падении сейсмоактивного слоя. Чтобы провести более детальную оценку пространственной формы сейсмического слоя, были построены глубинные разрезы (см. рис. 3.13) вдоль (профиль I-I¹ на рис.3.22) и вкрест (профили III-III¹ и IV-IV¹ на рис.3.22) простираения хребта Южной Жонгарии, а также по восточному окончанию Северной Жонгарии (профиль II-II¹ на рисунке 3.22). Для этого были использованы карты плотности очагов для различных глубин (см. рис. 3.12). В добавок к этому, на рисунке 3.13 приведены графики изменения уровня сейсмической активности (A_{10}) по выбранным профилям. Из рисунка видно, что максимальные значения сейсмической активности и плотности очагов землетрясений на различных глубинах достаточно близко совпадают и с возрастанием глубины сейсмоактивного слоя значения параметра A_{10} увеличиваются.

Из рисунка 3.13 следует, что глубинные разрезы вдоль Южной Жонгарии и восточной части Северной Жонгарии имеют форму трапеции, передняя (восточная по профилю I-I¹ и северо-западнее по профилю II-II¹) имеет более пологий вид, чем противоположная сторона. Значение высоты трапеции (глубины подошвы сейсмоактивного слоя) равна 40 км по профилю I-I¹ и 30 км по профилю II-II¹, а значение длины нижнего основания составляет ~330 км для профиля I-I¹ и ~270 км для профиля II-II¹. Представленные (см. рис. 3.13) глубинные разрезы III-III¹ IV-IV¹ дают представление о форме сейсмоактивного объема поперек структур Южной Жонгарии. Это есть некоторая фигура, которая сужается к низу и имеет наиболее погруженную часть, совпадающую в плане с Южной Жонгарией. Протяженность подошвы сейсмоактивного слоя в этих направлениях равна примерно 100 км. В этом объеме, выделенным по слабым толчкам, будут сосредоточены будущие очаги сильных землетрясений [11, 12, 94, 95].

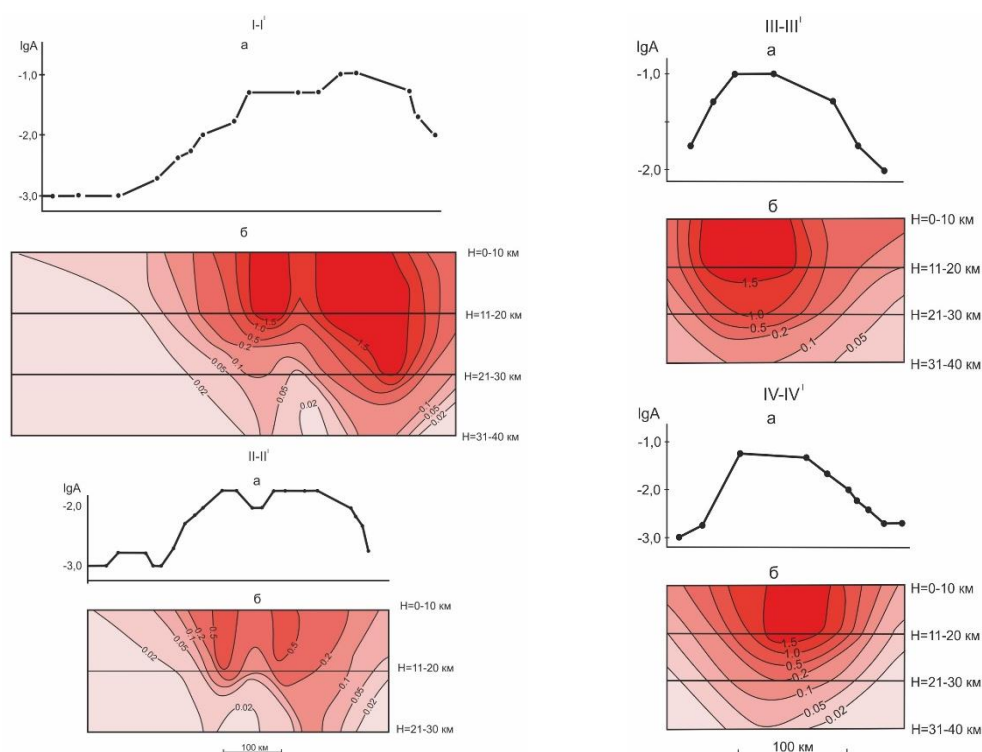


Рисунок 3.13 - Графики изменения сейсмической активности A_{10} (а) и глубинные разрезы (б) по профилям I-I¹, II-II¹, III-III¹, IV-IV¹.

Проведенный сопоставительный анализ вариаций сейсмической активности (см. рис.3.22), распределения глубин очагов слабых землетрясений и эпицентров разрушительных землетрясений ($M \geq 6.1$, см. рис.3.16) позволяет заключить, что разрушительные сейсмические события приурочены, во-первых, к областям с высокими значениями сейсмической активности и плотности эпицентров землетрясений или к их краевым частям и, во-вторых, к более глубоким слоям сейсмоактивного объема. Это позволяет заключить, что очаги сильных землетрясений тяготеют к тем местам, где мощность сейсмоактивного слоя наибольшая. Это подтверждает зависимость способности накопления энергии в земной коре от линейных размеров и мощности сейсмоактивного слоя [11, 12,95]. Отсюда вытекает, что те глубинные сейсмоактивные слои, о которых сказано выше, являются вероятными местами возникновения будущих сильных землетрясений на рассматриваемой территории. Самым вероятным из них может быть сейсмоактивный слой широтного простирания, длина которого составляет примерно 600 км, территориально приуроченный к Южной Жонггарии и хребту Боро-Хоро.

Сейсмический режим региона исследований

Пространственно-временные закономерности распределения сильных землетрясений. Для создания количественной модели сейсмического режима, а также для решения практических задач оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений, имеет важное значение информация о пространственно-временных закономерностях распределения сильных землетрясений. Выше в разделе 2.2 было показано, что площадное распределение очагов землетрясений представляет собой довольно сложную картину. Действительно, для внутриконтинентальных орогенических областей, к которым относится и рассматриваемый регион, имеется сложная геодинамическая обстановка, следствием которой является рассеянная, труднопредсказуемая картина площадного распределения землетрясений. Вместе с тем, как показывают результаты экспериментальных исследований, ярко выраженные элементы организации также присутствуют в пространственно-временном распределении внутриплитовой сейсмичности [11,12, 96, 97, 98]. Сильные землетрясения приурочены в основном к границам блоков разного ранга, образуя линейно вытянутые зоны разного направления. В центральных частях этих блоков,, которые представляют собой жесткое ядро, сильных землетрясений мало или они отсутствуют. Таким образом, процесс деформирования в большей степени сводится к перемещению блоков земной коры вдоль ослабленных зон.

Наиболее яркими примерами их, представляются линейные сейсмоактивные зоны Северо-Тянь-Шаньская и Южно-Тянь-Шаньская. К первой зоне, длина которой составляет примерно 1200 км, приурочены очаги восьми землетрясений с магнитудами $M = 7,3-8,3$, а ко второй, у которой протяженность составляет примерно 1400 км, приурочены очаги шести землетрясений с магнитудами $M = 7,1-8,2$. Во внутренней же части Тянь-Шаньской горной системы отсутствуют очаги землетрясений с $M \geq 7,0$ [11].

Эта закономерность характерна и для Жонгар-Боро-Хоринского региона, где достаточно четко выделяются две линейные зоны, в пределы которых располагаются очаги всех землетрясений с $M \geq 6,1$ (см. рис. 3.14). Указанные зоны

ооконтуривают с севера и с юга Жонгар-Боро-Хоринскую горную систему. Первая из них (северная) протяженность которой составляет около 800 км, начинается от меридиана 85°Е и протягивается в северо-западном направлении до меридиана 77°Е. Эта зона сформирована очагами из девяти землетрясений с магнитудами $M \geq 6,1$. Вторая (южная) зона тоже начинается с меридиана 85°Е и протягивается в северо-западном направлении до г. Кульджа и далее меняет направление на близширотное и по 44° широте продолжается на запад в сторону г. Капчагая. Длина ее составляет порядка 700 км. Максимальная магнитуда землетрясений, произошедших в обеих зонах, равна 7,5-8,0. Все они располагаются в пределах хребта Боро-Хоро восточнее 83°-го меридиана, а западнее от него величина магнитуды землетрясений уменьшается сначала до 6,1-6,5 и далее до 5,5-6,0.

Таким образом, в рассматриваемом регионе по расположению сильных землетрясений уверенно выделяются две линейные сейсмоактивные зоны, которые ооконтуривают Жонгар-Боро-Хоринскую горную систему с севера и с юга. Выделенные зоны с высокой степени вероятности являются местами возникновения будущих сильных и разрушительных землетрясений на этой территории.

Представляет интерес сопоставление выделенных линейных источников сейсмических энергий с активными разломами и сейсмогенерирующими зонами. [61, 69]. Результаты их сравнения даны на рисунках 3.15 и 3.16. Как видно из данных рисунка 3.15 южный линейный источник сейсмических энергий находится в непосредственной близости (до 81-го меридиана) от Южно-Жонгарской (номер на карте 1), а северный – Бороталинской (номер на карте 2) зоны разломов. Учитывая точность определения координат эпицентров использованных землетрясений (особенно в ранние годы), а также параметров разлома (тип, пространственное положение плоскости разрыва и др.), степень их совпадения следует считать хорошими.

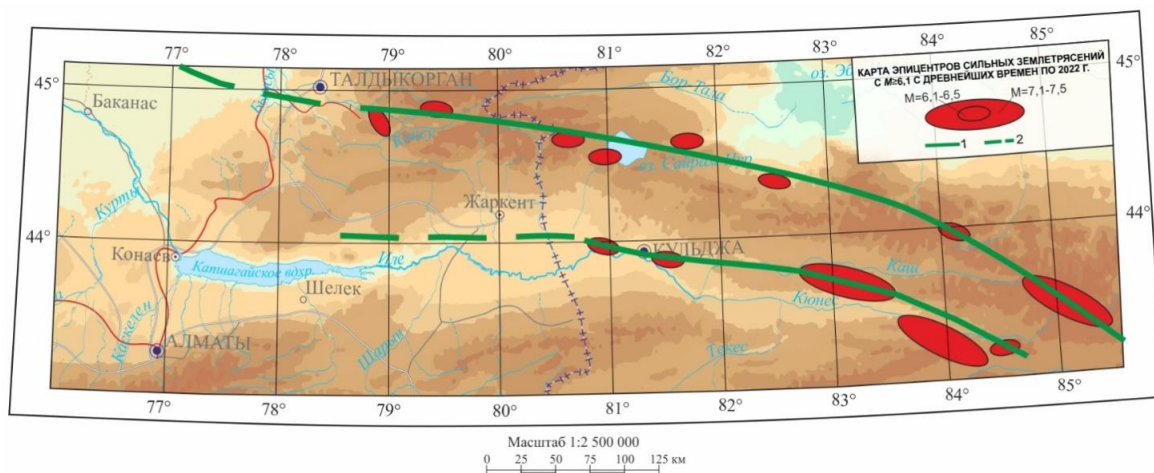


Рисунок 3.14 - Линейные сейсмоактивные зоны Жонгар-Боро-Хоринского региона: 1 - по землетрясениям с $M \geq 6,1$; 2 - по землетрясениям с $M \geq 5,5-6,0$.

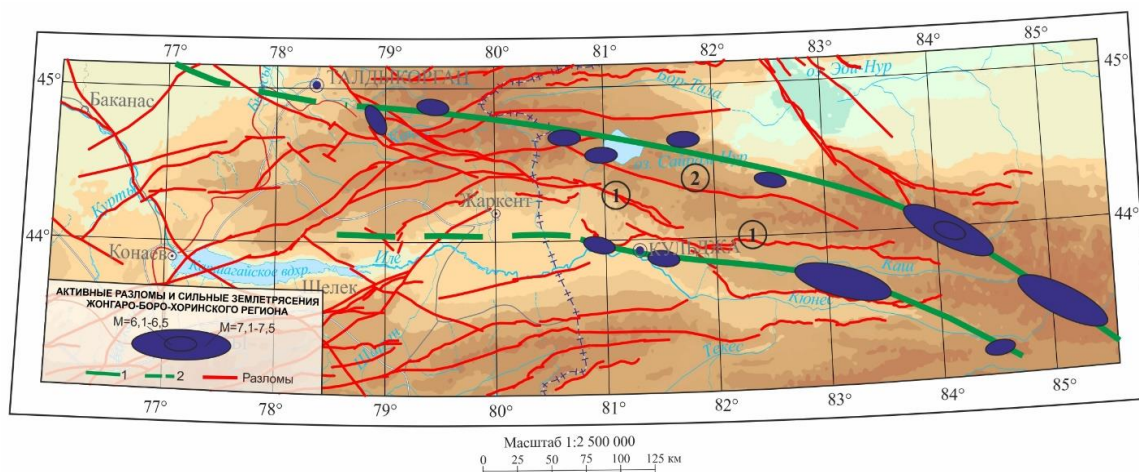


Рисунок 3.15 - Активные разломы и линейные источники сейсмических энергий: 1 - по землетрясениями с $M \geq 6,1$; 2 по землетрясениями с $M \geq 4,8$.

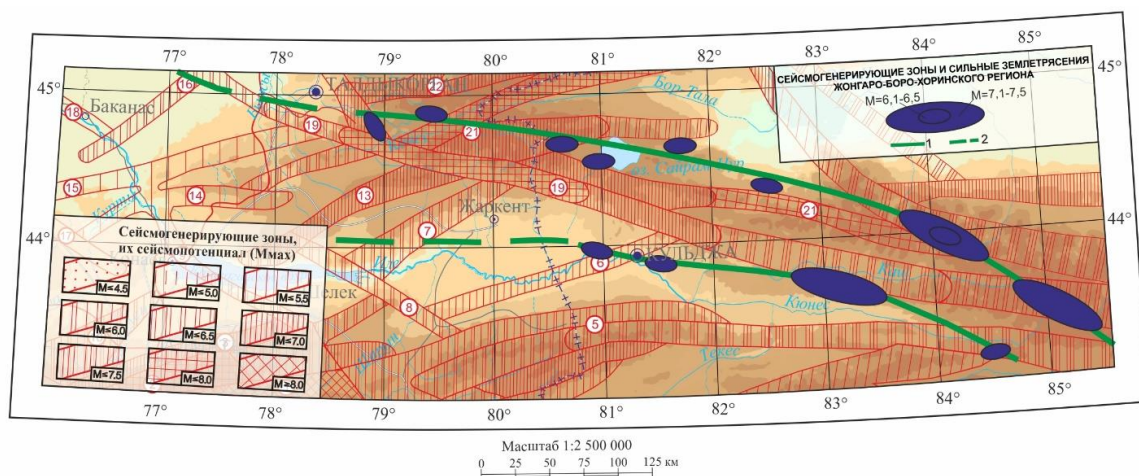


Рисунок 3.16 - Сейсмогенерирующие зоны и линейные источники сейсмических энергий: 1- по землетрясениям с $M \geq 6,1$; 2 - по землетрясениям с $M \geq 4,8$.

Согласно [61], Южно-Жонгарский глубинный разлом ограничивает с юга Жонгар-Боро-Хоринскую горную систему. Этот разлом протягивается из КНР на северо-запад и уходит под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, при этом расчленяясь поперечными разломами. В этом же направлении уменьшается мощность земной коры от 50 до 44 км, а также мощность активной мантии, при этом, простирание деструктивной зоны совпадает с направлением простирания зоны градиентов мощности активной мантии. Значения амплитуды перемещения эпигерцинской денудационной поверхности не одинаковы на отдельных отрезках разлома, и уменьшаются в направлении с востока на северо-запад от величины 2 км (в районе приподнятых блоков) до величины 0,8-0,5 км (под рыхлыми отложениями в Южно-Прибалхашской впадине). В северо-западном направлении изменяется также суммарная интенсивность неотектонических движений (ИНД). Около Панфиловской впадины значения суммарной интенсивности не превышают 3 км и остаются на таком уровне на территории КНР, а по простиранию в северо-западном направлении значения ИНД быстро достигают до 4-5 км. О высоком уровне сейсмической опасности Южно-Жонгарского разлома говорят факты интенсивных движений новейшего этапа, которые выражаются в надвиговых перемещениях вдоль разлома, в образовании в неогеновых отложениях приразломных складок, деформаций и разрывов в районах голоценовых террас, а также повышенные значения ИНД [61,69].

Аналогичная картина наблюдается и на рисунке 3.16, где выделенные линейные источники сейсмических энергий в плане располагаются достаточно близко от Южно-Жонгарской (номер на карте 19) и Бороталинской (номер на карте 21) сейсмогенерирующих зон, в пределах которых могут возникнуть землетрясения с магнитудой до 8,0.

В зависимости распределения землетрясений от времени, также имеет место очевидная упорядоченность: в сейсмической деятельности отдельных сейсмоактивных зон наблюдаются периоды активизации и затишья. Указанная закономерность установлена по результатам статистических исследований

временных вариаций сейсмичности на примере основных регионов СНГ, всего мира, и сейсмоактивных зон Тянь-Шаня. Использовались модифицированные графики условных деформаций [11, 99, 100]. В итоге этих исследований было сделано заключение, что для реально наблюдаемого сейсмического процесса, тенденция к группированию является скорее правилом, чем исключением. Сильные землетрясения возникают, в основном, группами, разделенными периодами покоя [12, 26,27, 29,99, 101].

На рисунке 3.17 приведены обработанные по указанной выше методике графики накопленных деформаций Жонгар-Боро-Хоринского региона за различные периоды наблюдений с учетом данных последних лет. Видно, что поведение экспериментальных данных изменяется во времени – происходит чередование периодов накопления и высвобождение условных деформаций. На первом периоде (этапе) происходит монотонное нарастание (накопление) деформаций, а на втором этапе происходит интенсивное высвобождение накопленных деформаций - в течение относительно коротких периодов времени происходит группа сильных землетрясений. Согласно рисунку 3.17 а в пределах Жонгар-Боро-Хоринского региона за последние 280 лет выделяются три периода активизации сейсмического процесса, которые разделены периодами сейсмического затишья. При этом продолжительность процесса затишья составляет порядка 73-87 лет, а активизации - 21-27 лет. Необходимо отметить, что в данный период времени, величина накопленных деформаций в данном регионе близка к критическому (верхнему пределу), что позволяет предположить о повышенной вероятности возникновения здесь землетрясения с энергетическим классом $K=16-17$ или серии более слабых событий в ближайшее годы. Судя по историческим данным очаги их, скорее всего будут располагаться в пределах хребта Боро-Хоро.

Аналогичная картина вариаций сейсмичности во времени отмечается и для других периодов наблюдений. Так, по данным рисунка 3.17 б, начиная с 1880 года выделяются – пять, а с 1940 года по данным рисунка 3.17 в – три периода активизации сейсмичности. При этом продолжительность нарастания сейсмичности для этих случаев составляет порядка 24-30 лет, а длительность

периода активизации 5-10 лет. Судя, по характеру изменения экспериментальных данных в настоящее время завершается очередная фаза сейсмической активизации.

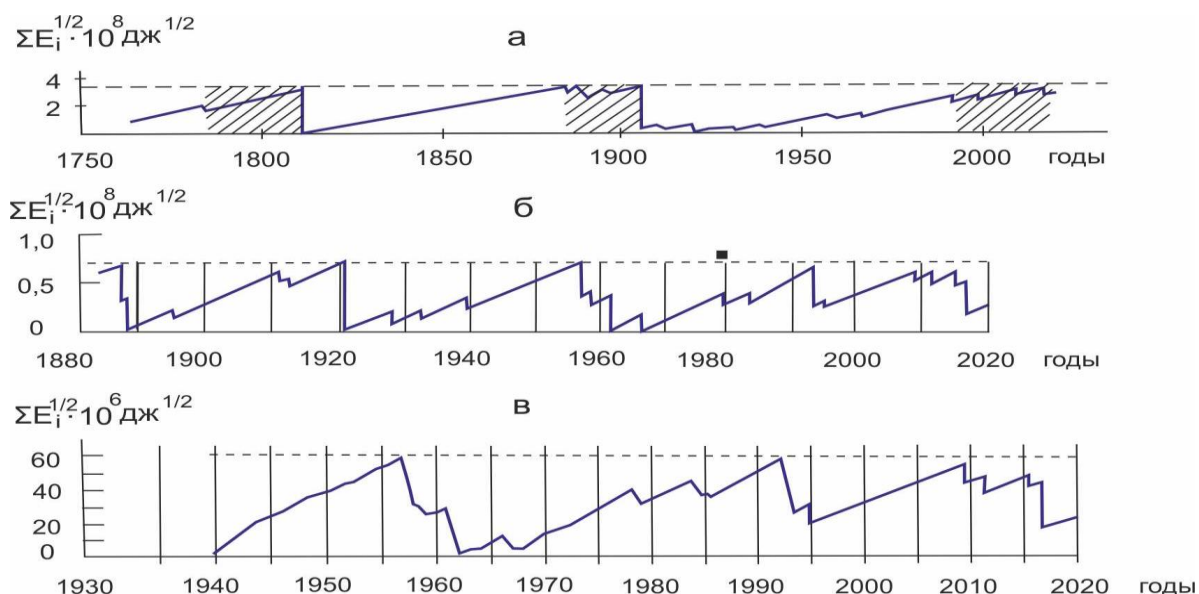


Рисунок 3.17 - Графики накопленной деформации (Беньоффа) Жонгар-Боро-Хоринского региона за различные периоды наблюдений.

Таким образом, представленные выше результаты позволяют заключить, что во временном и энергетическом характере развития сейсмического процесса наблюдается смена периодов накопления и разрядки упругих деформаций, что может быть использовано, на первом этапе долгосрочного прогноза возможных на данной территории сильных землетрясений.

Графики повторяемости землетрясений к оценке параметров A_{10} , γ . Информация о количественных значениях параметров сейсмического режима необходима для обоснованного суждения об уровне сейсмической активности очаговых зон и их сравнительного анализа. Такой подход позволяет перейти от дискретных карт эпицентров к картам сейсмической активности, плотности эпицентров и др., которые характеризуют непрерывной величиной пространственное распределение сейсмичности. В настоящее время параметры сейсмического режима изучаются и оцениваются с использованием графика повторяемости землетрясений [11, 12, 38, 87], который представляет зависимость между энергетическим классом землетрясений (K) и логарифмом

числа землетрясений ($\lg N$) данного класса. Далее приведены результаты детального изучения сейсмического режима сейсмоактивных зон.

Проанализирована повторяемость числа землетрясений с целью определения параметров сейсмического режима сейсмоактивных зон и дальнейшего сравнения их между собой. В соответствии с картой эпицентров слабых землетрясений и характером основных геологических структур территории (см. рис.3.10), произведено деление территории на отдельные сейсмоактивные зоны. Графики повторяемости землетрясений для территории в целом (1) и для основных сейсмоактивных зон (2-11) представлены на рисунке 3.18. В работе использовались данные о толчках, которые были представительными на изучаемой территории. Графики повторяемости были построены по способу суммирования, когда по оси ординат отложено число землетрясений с $K \geq K_i$, за счет чего увеличивается точность определения параметров сейсмического режима. Из рисунка 3.18 видно, что графики прямолинейны для энергетических классов от $K = 7-8$ до 12-13 и более. Для всего района, угловой коэффициент графика повторяемости составил в среднем $0,45 \pm 1$, а для хребтов Заилийский и Кунгей Алатау - $0,48 \pm 0,001$.

В таблице 3.1 приведены рассчитанные значения параметров сейсмического режима (A_{10} – сейсмическая активность, γ – угол наклона графика повторяемости, S – площадь зоны и др.) Из таблицы следует, что наибольший уровень сейсмической активности имеет место для Боро-Хоринской зоны ($A_{10} = 0,202$), Заилийско-Кунгейской ($A_{10} = 0,10$). Сюда можно также добавить Жонгарскую зону ($A_{10} = 0,064$), и Киргизскую ($A_{10} = 0,055$). Самые низкие значения уровня сейсмической активности получены для Саркандской и Южно-Прибалхашской зон ($A_{10} = 0,007-0,004$).

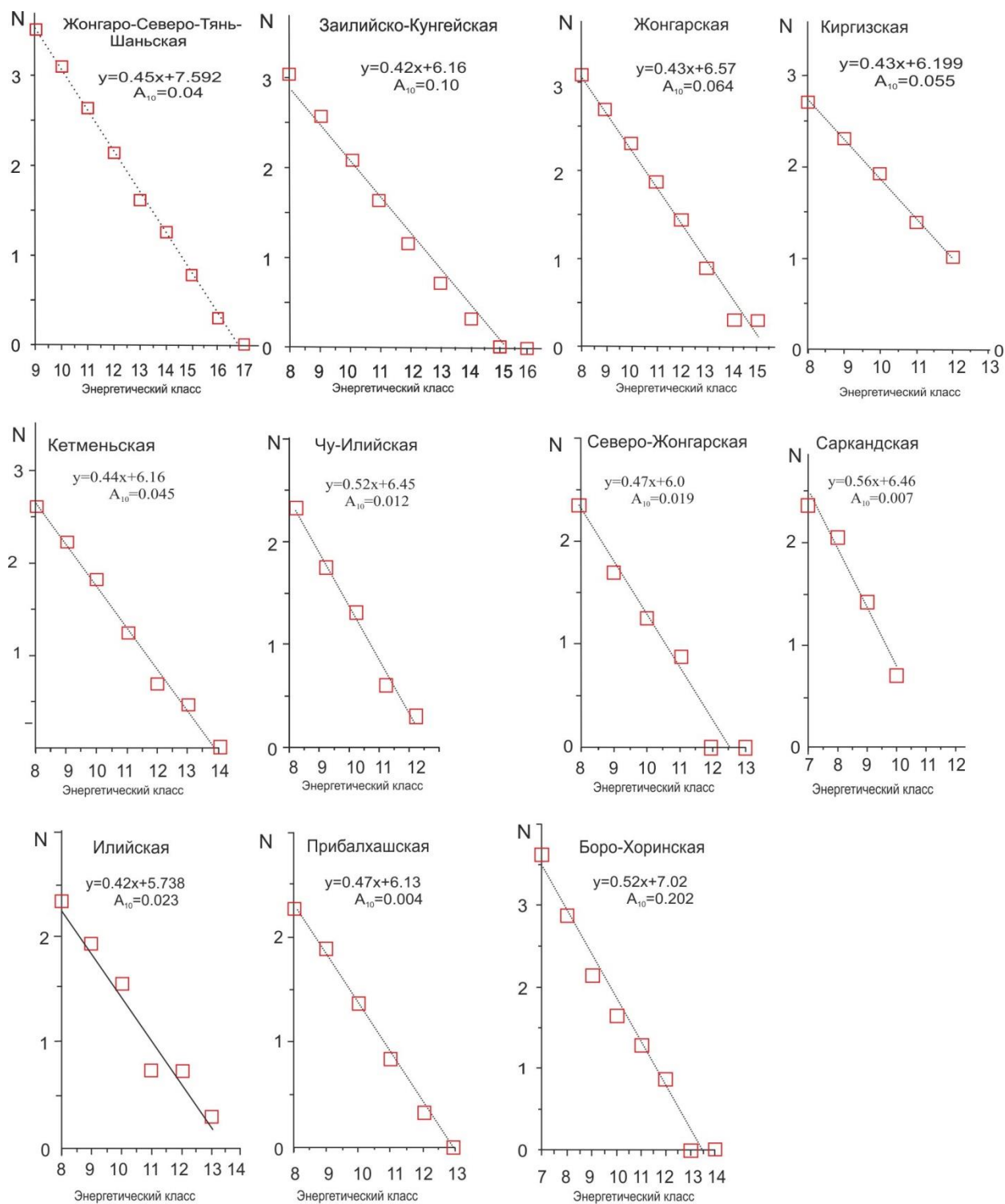


Рисунок 3.18 - Графики повторяемости землетрясений для различных сейсмоактивных зон.

Таблица 3.1 - Параметры сейсмического режима основных сейсмоактивных зон

№	Название зон	S , км ²	Период наблюдения	K_{np}	A_{10}	γ	v
1	Жонгар-Северо-Тянь-Шаньская	466871	1951-2022	9,0	0,04	0,45	0,93
2	Заилийско-Кунгейская	29098	1951-2022	8,0	0,10	0,42	2,16
3	Жонгарская	45750	1961-2022	8,0	0,064	0,43	1,62
4	Киргизская	18019	1951-2022	8,0	0,055	0,43	1,77
5	Кетменьская	16773	1951-2022	8,0	0,045	0,44	1,40
6	Чу-Илийская	20792	1951-2022	8,0	0,012	0,52	0,38
7	Северо-Жонгарская	29644	1989-2022	8,0	0,019	0,47	0,49
8	Саркандская	28462	1989-2022	8,0	0,007	0,56	0,27
9	Илийская	19891	1951-2022	7,0	0,023	0,42	0,42
10	Южно - Прибалхашская	82607	1951-2022	8,0	0,004	0,47	0,16
11	Боро-Хоринская	25199	2003-2022	7,0	0,202	0,52	3,02

Рассмотрим скорость нарастания сейсмичности для отдельных сейсмоактивных зон. Как показано в подразделе 2.1, она определяется уравнением прямолинейной части кумулятивного графика чисел землетрясений, которое имеет следующий вид в формуле (3.2.2.2):

$$\sum N = vt + c, \quad (3.2.2.2)$$

где $\sum N$ - суммарное число землетрясений за время t (годы); v - скорость нарастания сейсмичности (число землетрясений в год); c - свободный член, который зависит от положения системы координат и не имеет физического смысла. Для анализа использованы землетрясения с $K = 9$, как наиболее представительные на всей территории рассматриваемого района. Чтобы учесть влияние размера площади зоны (S_i) на величину скорости нарастания сейсмичности, значения v приведены к стандартной площади $S_0 = 10$ тыс. км², что позволит сравнить значения v различных зон между собой. Полученные значения v даны в таблице 2.2. Высокие скорости нарастания сейсмичности отмечаются у Боро-Хоринской $v = 3,02$; Заилийско-Кунгейской $v = 2,16$ и Киргизской $v = 1,77$. Средние уровни скорости нарастания у Жонгарской $v = 1,62$, а самые низкие у Южно - Прибалхашской зоны $v = 0,16$.

Механизмы очагов землетрясений и их параметры. Детальное изучение закономерностей сейсмотектонического деформирования (СТД) земной коры территории с использованием данных о механизмах очагов землетрясений, необходимо для проведения вероятностной оценки сейсмической опасности и при разработке методов прогноза возможных сильных землетрясений. Характеристика исходных данных, методика определения механизмов очагов землетрясений и результаты изучения СТД в Казахстане приводятся в работах [27, 89, 102, 103, 104]. Ниже приводятся наиболее важные результаты изучения СТД применительно к рассматриваемой территории.

На рисунке 3.19 приведены векторные диаграммы параметров главных напряжений в регионе. Из этого рисунка не трудно увидеть, что по азимуту простирания осей напряжения сжатия имеют место два максимума: «прямой» $350\text{--}360^{\circ}$ и «обратный» $170\text{--}180^{\circ}$ (68 % значений). Значения угла наклона оси к горизонту составляют $10\text{--}20^{\circ}$ (87 %). Для осей напряжения растяжения, азимуты простирания являются близширотными, большинство их значений находится в пределах от 90° до 100° и от 270° до 280° . В значениях углов погружения оси растяжения отмечается значительный разброс - от близвертикальных до близгоризонтальных. Преимущественные азимутальные направления для промежуточных напряжений (во всем энергетическом диапазоне) практически такие же, что и для напряжения растяжения. Для оси промежуточного напряжения преобладает в основном близгоризонтальная ориентация в субширотном направлении.

Таким образом, по результатам анализа механизмов очагов землетрясений в регионе, система напряжений характеризуется близгоризонтальным сжатием в субмеридиональном направлении. Вместе с тем необходимо отметить, что в некоторых районах наблюдается вполне отчетливая смена ориентации оси сжатия от меридионального направления к северо-западному. Наиболее ярко такая картина наблюдается в пределах Южного Прибалхашья и меньшей степени в Южной Жонгрии.

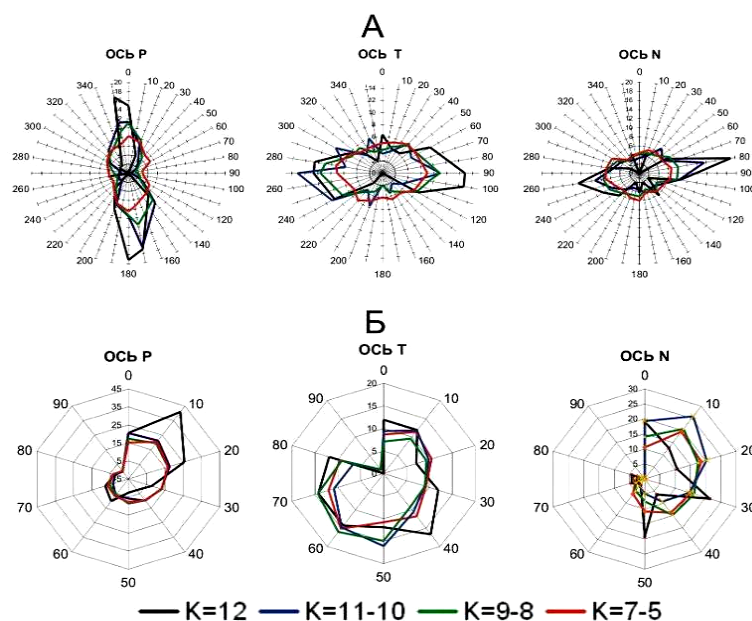


Рисунок 3.19 - Векторные диаграммы параметров главных напряжений:
 А - распределение азимутов простираия; Б – распределение углов выхода.
 Оси напряжений: Р – сжатия, Т – растяжения, N – промежуточное; К – энергетический класс.

Результаты анализа распределения землетрясений разных энергетических диапазонов по типам подвижек представлены в виде диаграмм на рисунке 3.20. Градация типов подвижек проведена по пяти группам: 1) взброс, 2) взбросо-сдвиг и сдвиго-взброс, 3) сброс, 4) сбросо-сдвиг и сдвиго-сброс, 5) чистый сдвиг (по обеим плоскостям разрыва). Диаграммы демонстрируют процентное соотношение каждого типа подвижек в очагах землетрясений разных энергий. Из рисунка 3.20 видно, что в исследуемом районе отмечены все типы механизмов очагов землетрясений. Число землетрясений с взбросовой компонентой, вдвое больше, чем со сбросовой. Наиболее вероятный тип подвижек в очагах во всем энергетическом диапазоне землетрясений – «взбросо-сдвиг», а наиболее редкий – «чистый сдвиг» и «чистый сброс».

Рассмотрение ориентации нодальных плоскостей показывает, что дислокации в очагах сильных ($K \geq 12$) землетрясений имеют преимущественно северо-восточное простираие, в меньшей степени – северо-западное.

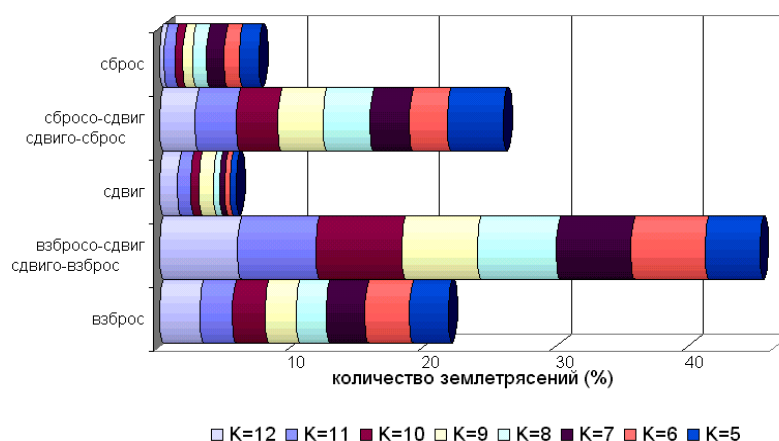


Рисунок 3.20 - Диаграммы распределения очагов землетрясений разных энергетических диапазонов по типам подвижек.

В пределах хребтов Жонгарского Алатау ориентация дислокаций в большинстве очагов совпадает с разломами северо-западного простирания (главным образом в окрестностях Южно-Жонгарского и Западно-Жонгарского разломов). Тип деформирования на этой территории для всех зон характеризуется сдвигом при близгоризонтальном залегании обеих осей напряжений. Одноосное растяжение наблюдается в пределах Жонгарской и Прибальхашской впадин [102, 104].

3.2.3 Количественные модели сейсмичности

Для количественной оценки параметров сейсмичности на изучаемой территории было изучено пространственное распределение комплекса показателей долговременной средней сейсмичности. Для этого были использованы данные по плотности эпицентров землетрясений, значения сейсмической активности, удельной мощности источников сейсмической энергии, значения мощности сейсмоактивного слоя и др. Методика разработки расчета и их картирования приводятся в [11, 12, 17, 18, 38, 94, 99, 100, 105,].

Плотностная модель эпицентров землетрясений. Картирование плотности эпицентров проводится следующим образом: вся рассматриваемая территория разбивается на площадки $\Delta S = 30 \times 30$ км и в пределах каждой из них

подсчитывается число землетрясений (N_{Σ}) с $K \geq K_{min} = 8,6$, начиная с 1951 года ($T = 71$ год). Значение плотности эпицентров N^* , отнесенное к площади $S_0 = 1000$ км² и ко времени $T_0 = 1$ году, в каждой точке определяется по формуле (3.2.3.3) [11]:

$$N^* = \frac{N_{\Sigma} \cdot S_0 T_0}{\Delta S \cdot T} \quad (3.2.3.3)$$

На рисунке 3.21 представлена карта плотности эпицентров землетрясений, которая характеризует пространственное распределение сейсмичности. Видим, что районы хребта Южной Жонгарии имеют наибольшие значения плотности эпицентров ($N^* \geq 0,5-1,0$). Отдельные локальные максимумы плотности эпицентров землетрясений имеют место в районах восточного окончания Северной Жонгарии. Наименьшие значения плотности эпицентров наблюдаются в Алакольской впадине и в Южном Прибалхашье.

Линии максимальной плотности эпицентров ориентированы, как правило, в близширотном и юго-западном направлениях. Наибольшие значения плотности наблюдаются в южной части карты, где близширотные аномалии плотности приурочены к зонам Южно-Жонгарской и Боро-Хоринской. В районе хр. Боро-Хоро значением поля плотности повышены – сюда попали эпицентры сильных землетрясений в 1812 г. ($M = 7,5-8,0$), 1906 г. ($M = 7,5-8,0$), 1944 г. ($M = 7,2$). Также они повышены и в Южно-Жонгарской зоне, куда попали сильные землетрясения: Текелийское 1993 г. ($M = 6,1$; $K = 15$), Джунгарское 1958 г. ($M = 6,4$; $K = 15$), Кульджинское 1921 г. ($M = 6,5$; $K = 15$). Плотность эпицентров землетрясений уменьшается к северо-восточной части и наблюдается цепочка аномалии на севере исследуемой территории. Значение плотности их не превышает $N^* = 0,1$.

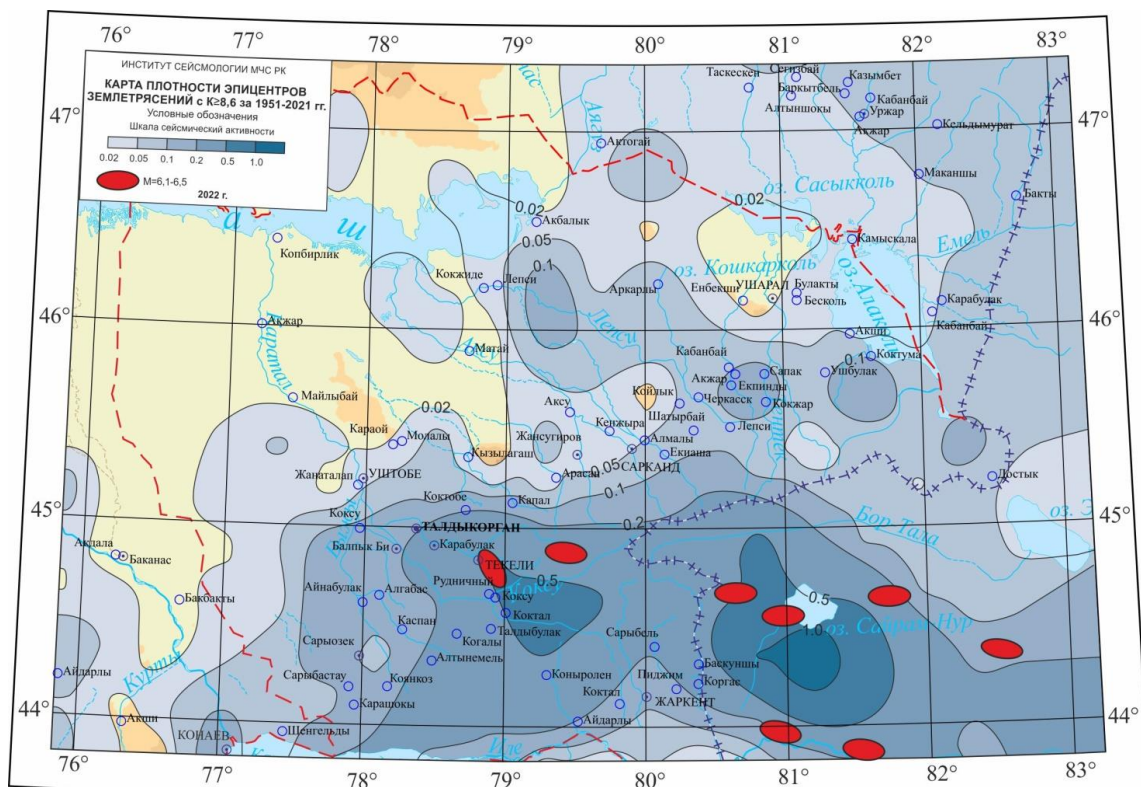


Рисунок 3. 21 - Карта плотности эпицентров землетрясений $sK \geq 8,6$ ($M \geq 2,5$) за 1951-2021 гг.

Модель сейсмической активности. Другим способом картирования пространственного распределения сейсмичности является построение карты сейсмической активности [11, 38, 64, 87, 106, 107]. В настоящее время, среднее число землетрясений в определенном диапазоне энергетической величины (в нашем случае $K_0 = 10$), которые происходят в окрестности конкретной точки на единицу площади и в единицу времени, принимают за меру сейсмической активности A_{10} в данной точке. На практике, значение параметра A_{10} получают путем учета сейсмических событий не только стандартного класса $K_0 = 10$, но и всей совокупности представленных событий. Значения параметра сейсмической активности A_{10} рассчитываются по формуле (3.2.3.4):

$$A_{10} = \frac{(1 - 10^{-\gamma})}{10^{-\gamma(K_{\min} - K_0)}} \times \frac{SN_{\Sigma}}{\Delta ST}, \quad (3.2.3.4)$$

где γ – средний наклон графика повторяемости; $K_{\min}$ – уровень представительности т.е. класс землетрясений, начиная с которого ведется счет

их числа; $K_0 = 10$; S – размер площадки осреднения; T – период наблюдения; $S=1000 \text{ км}^2$; ΔS – площадь осреднения.

где γ – есть средняя величина наклона графика повторяемости; $K_{\min}$ – минимальный класс представительных землетрясений, с которого проводится счет их числа; $K_0=10$; S – размер площадки осреднения; T – период мониторинговых наблюдений; $S = 1000 \text{ км}^2$; ΔS – площадь осреднения.

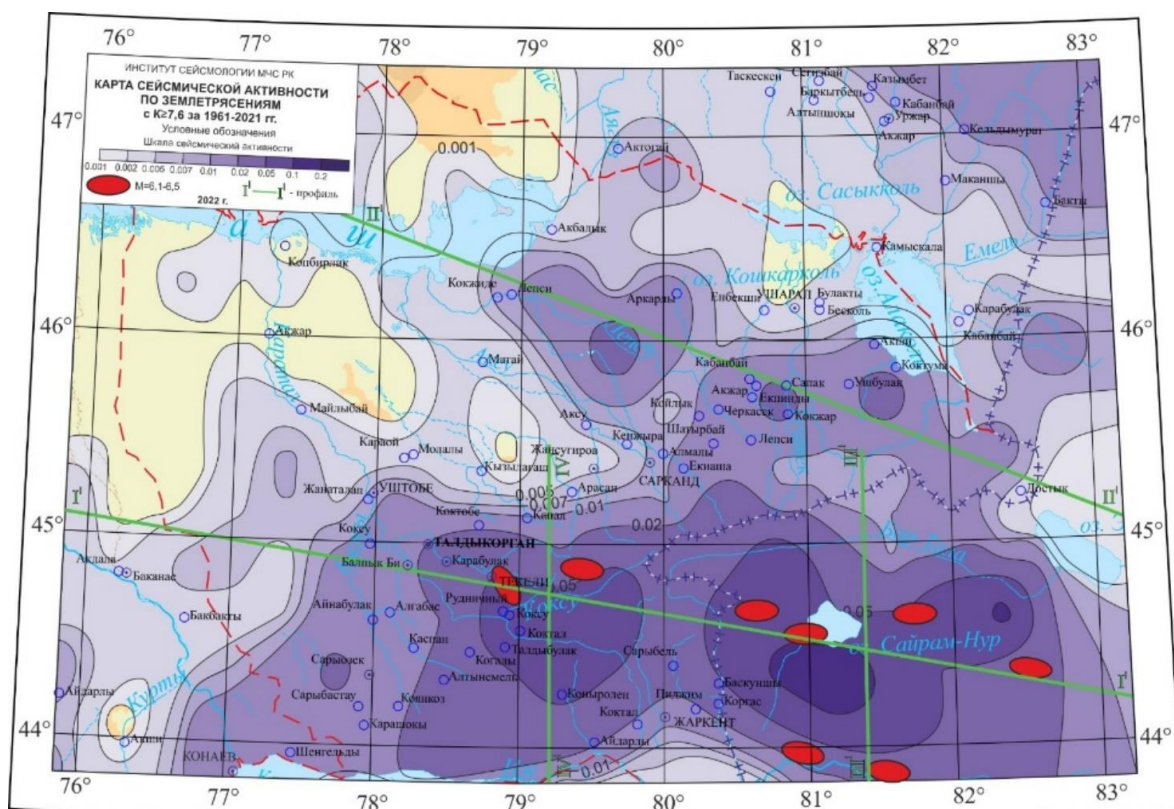


Рисунок 3.22 - Карта сейсмической активности по землетрясениям с $K \geq 7,6$ ($M \geq 2,0$) за 1961-2022 гг. (I-I¹, II-II¹, III-III¹, IV-IV¹ – плановое расположение профилей).

На рисунке 3.22 представлена карта сейсмической активности, которая дает наглядное представление о ее пространственном распределении. Наиболее высокие значения сейсмической активности имеют место в районе хребта Южной Жонгрии ($A_{10} = 0,05-0,1$). Максимумы A_{10} наблюдаются на локальных территориях в районах восточного окончания Северной Жонгрии ($A_{10} = 0,02$). Пониженные значения сейсмической активности наблюдаются на территории Алакольской впадины и в районе Южного Прибалхашья ($A_{10} = 0,001-0,002$).

Как показывают использованные данные, линии максимальной сейсмической активности ориентированы, как правило, в близширотном и северо-западном направлениях. Аномалии A_{10} близширотного простираения наблюдаются в Южно-Жонгарской и Боро-Хоринской зонах. На территорию Боро-Хоринской зоны попадают эпицентры катастрофических событий, которые произошли в 1812 г. ($M = 7,5-8,0$), в 1906 г. ($M = 7,5-8,0$) и в 1944 г. ($M=7,2$). В Южно-Жонгарской зоне к таковым можно отнести Текелийское 1993 г. ($M = 6,1; K = 15$), Джунгарское 1958 г. ($M = 6,4; K = 15$), Кульджинское 1921 г. ($M = 6,5; K = 15$) землетрясения [62, 63, 65]. Вблизи Восточного окончания Северной Жонгарии также наблюдаются цепочки аномалии A_{10} северо-западного направления.

Сравнение указанной карты (см. рис.3.22) с картой плотности эпицентров землетрясений позволяет заключить, что на территории активных районов распределение сейсмичности имеют одну и ту же картину, а на территории менее активных и неактивных районов, сейсмическая активность показывает более сглаженную картину ее распределения по площади.

Мощность сейсмоактивного слоя говорит о способности земной коры накапливать энергию, что характеризует величину ее сейсмopotенциала [11, 94, 95]. Для определения мощности сейсмоактивного слоя используются карты плотности эпицентров землетрясений в слоях различной глубины: 0-10; 11-20; 21-30; 31-40 км, эти карты представлены выше (см. рис. 3.12). В результате совмещения этих карт получена итоговая карта, показывающая в обобщенном виде глубину подошвы сейсмоактивного слоя территории (см. рис.3.23). При сравнении карты мощности сейсмоактивного слоя с картой площадного распределения сильных землетрясений обнаруживается, что сильные события в основном тяготеют к тем местам, где наиболее высокая величина мощности сейсмоактивного слоя. Этот результат подтверждает вывод, что способность накопления земной корой энергии зависит от линейных размеров и мощности сейсмоактивного слоя. На основании данного результата можно заключить, что наиболее вероятными местами возникновения в будущем возможных сильных землетрясений на изучаемой

территории следует считать те глубинные сейсмоактивные слои, которые представлены на рисунке 3.23.

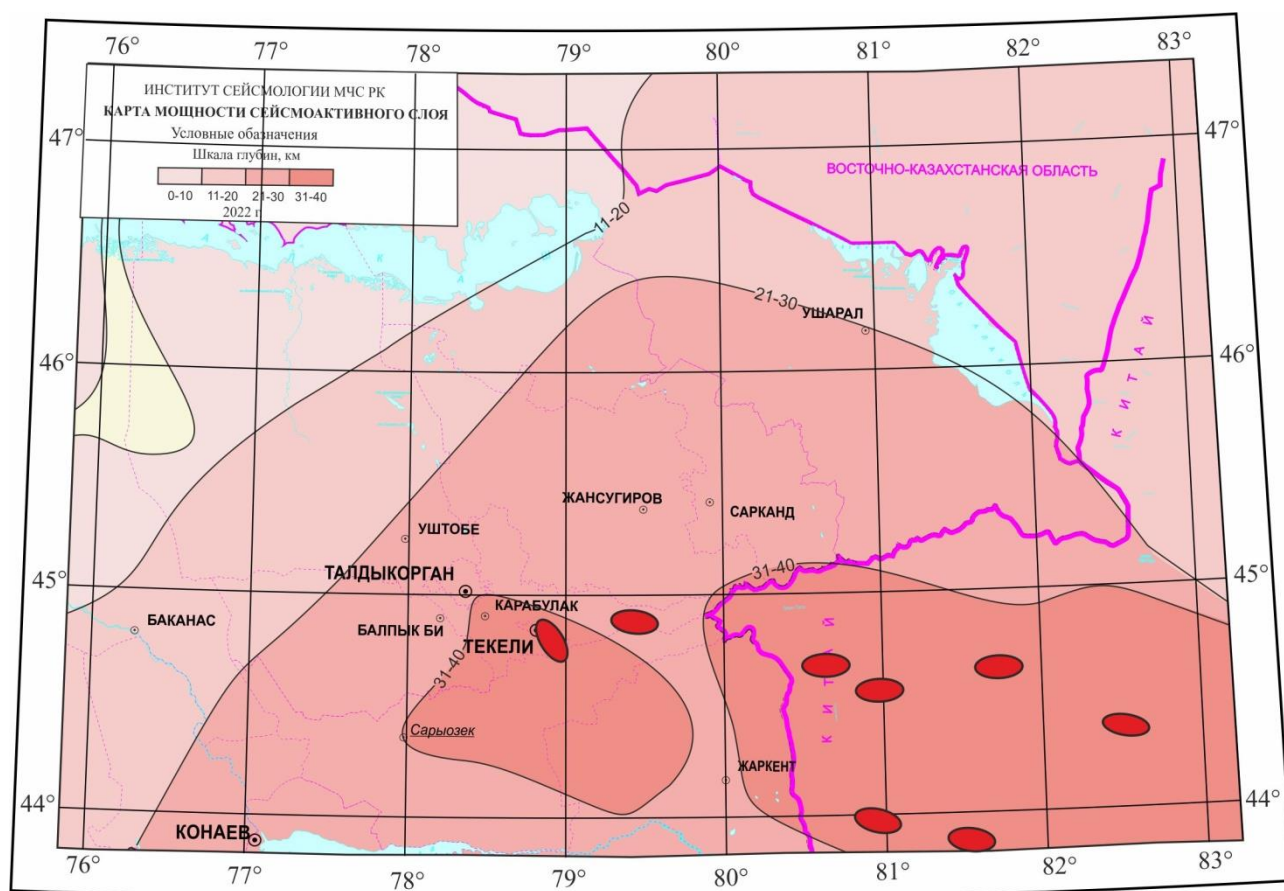


Рисунок 3.23 - Карта мощности сейсмоактивного слоя.

Удельная мощность источников сейсмической энергии, отнесенная к единице времени T и площади $S(\omega_s)$, или же времени T и объема $V(\omega_v)$, является энергетической мерой сейсмичности. Для картирования этой характеристики используются каталоги землетрясений или карты эпицентров с указанием магнитуды или энергетического класса сейсмического события (M , K). В работах [11, 12, 105] приведены некоторые результаты изучения удельной мощности источников сейсмической энергии (ω). Картирования ω ранее проводилось [11, 105] для двух совокупностей землетрясений с $K \geq 14,6$ за 1860-1994 гг. и $K = 9-14,5$ за 1955-1994 гг. В настоящей работе для расчета и картирования ω использовались землетрясения с $K \geq 9$ за 1995-2022 гг. Для построения окончательной карты полученные значения суммировались.

Карта удельной мощности источников сейсмической энергии приведена на рисунке 3.24. Здесь значения ω находятся в пределах между 10^7 и 10^{11} Дж.

На основной части рассматриваемой территории значения мощности оконтуриваются изолиниями 10^8 Дж, но самые высокие значения ($\omega=10^9$ - 10^{10} Дж) разбросаны по территории в виде отдельных пятен. Максимальные значения удельной мощности наблюдаются в Южной Жонгарии и Боро-Хоро.

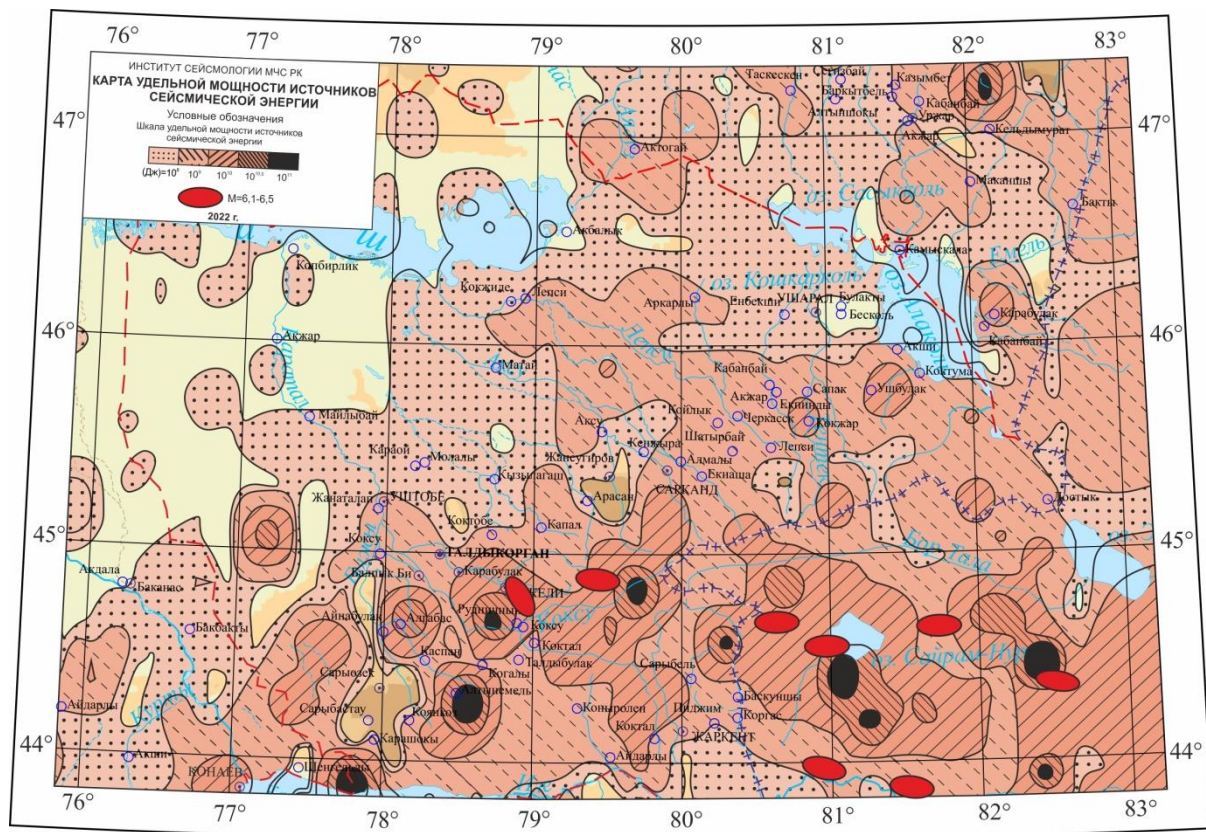


Рисунок 3.24 - Карта удельной мощности источников сейсмической энергии за 1995-2022 гг.

Максимальные наблюдаемые сотрясения. По результатам анализа полученных макросейсмических данных можно построить карту сводных изосейст, которые будут отображать суммарную картину распределения на земной поверхности сотрясений (см. рис. 3.25). Данная карта получена с использованием атласа карт изосейст и карты эпицентров сильных землетрясений. Схема представляет собой огибающую изосейст равной балльности для известных землетрясений, которые произошли на изучаемой территории в течение последних 150 лет. На разработанной карте выделены зоны имеющих место сотрясений с интенсивностью 5, 6, 7, 8 баллов. От тех землетрясений, которые не были обследованы макросейсмически, возможный поверхностный эффект учитывался путем построения теоретических изосейст

[11, 99, 91, 108]. Основу этой схемы составляют изосейсты, как удаленных, так и местных землетрясений, которые проявились с наибольшей интенсивностью на рассматриваемой территории.

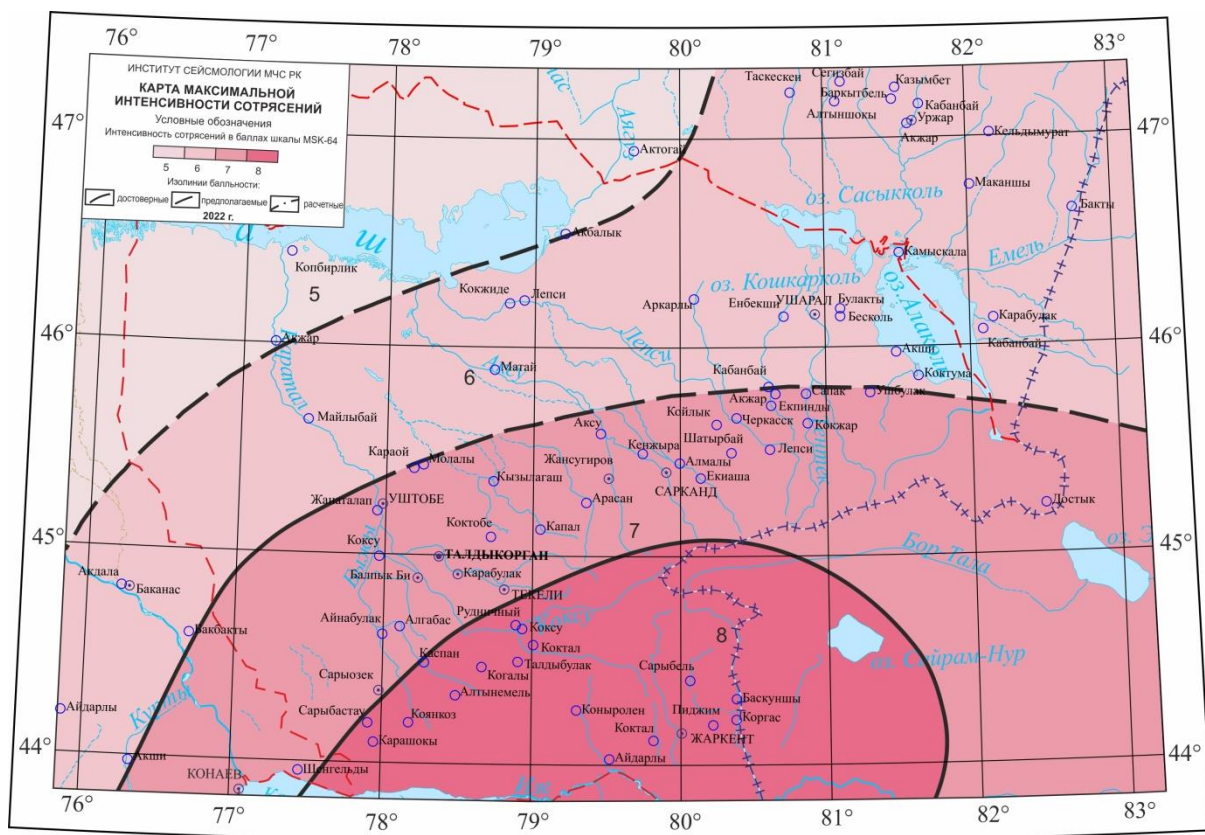


Рисунок 3.25- Карта максимальных наблюдаемых сотрясений.

Как видно из карты, интенсивность сотрясений увеличивается от 5 баллов на северо-западе до 8 баллов на юге рассматриваемой территории.

Формализованный анализ комплекса сейсмологических и геофизических данных для целей оценки сейсмической опасности. При сейсмическом районировании, центральное место занимает проблема выделения потенциальных зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), с проведением оценки величины максимального возможного K_{max} (M_{max}) в их пределах. Результаты наших исследований по этой проблеме показали существование достоверных связей между такими показателями, как (сейсмическая активность, плотность землетрясений, толщина сейсмоактивного слоя, удельная мощность источников сейсмической энергии и др.) и величиной K_{max} (M_{max}). Это послужило основой для создания корреляционных методов

выделения зон ВОЗ по отдельным признакам [11, 12, 45, 99, 109,]. В этом направлении, одной из важнейших проблем является комплексная обработка многомерной информации. Для решения этой проблемы в Институте сейсмологии была разработана и апробирована методика интегрированного анализа комплекса сейсмологических и геофизических данных на формализованной основе [11, 12, 110, 111]. Было проведено интегрированное исследование геофизических и сейсмологических данных (всего 12 признаков). Математический аппарат решения был заимствован из теории разложения эмпирических функций на систему ортонормированных составляющих (аналог метода главных компонент в факторном анализе) [113, 114]. Алгоритм позволяет получить систему новых, между собой независимых функций, а также заметно уменьшить размерность исходной выборки, выделить в выборке наиболее информативную часть, а также отфильтровать нерегулярную составляющую. Методика и отдельные результаты ее применения для оценки сейсмopotенциала земной коры различных частей территории Казахстана приведены в работах [11, 12, 17, 18, 110, 111, 112].

Важное значение имеет определение прогнозной ценности составленной карты. Поэтому для оценки её эффективности провели сопоставление ее с плановым положением эпицентров сильных землетрясений, которые произошли за 2000-2022 гг. т.е. после составления карты. За указанный период времени в пределах охваченной картой территории произошло 11 землетрясений с $M \geq 5,0$, из которых пять имеет магнитуду $M \geq 6,0$ (точнее $M \geq 5,8$). Их эпицентры показаны на рисунке 3.26.

Видно, что эпицентры всех рассмотренных землетрясений располагаются в прогнозируемых зонах. Это свидетельствует о высокой эффективности принятых методических подходов для совместной обработки сейсмологических и геофизических данных и о возможности использования созданной карты зон ВОЗ для оценки сейсмической опасности.

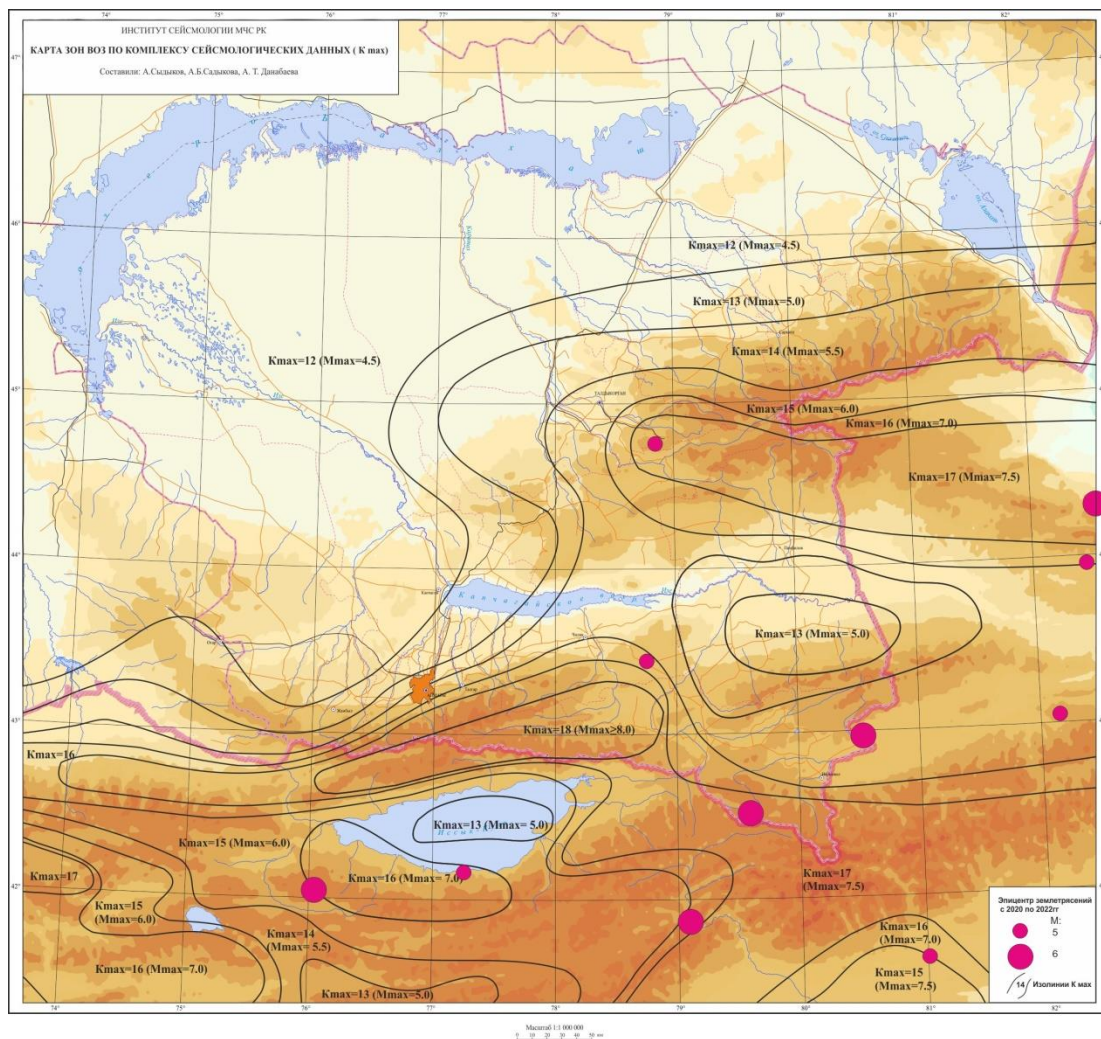


Рисунок 3.26 - Карта зон ВОЗ по комплексу сейсмологических и геофизических данных.

3.3 Модель сейсмических источников

В предыдущие годы при оценке сейсмической опасности на вероятностной основе (ВОСО) [19, 53] использовалась модель площадных сейсмических источников, построенная на основе Карты сейсмогенерирующих (СГ) зон Казахстана [61]. В данной работе при проведении ВОСО на территории Жонгар-Балхашского региона и его 300-километровой буферной зоны использовалась не только модель площадных источников, но учитывались и линейные источники (активные разломы). Это позволило более реально

представить картину сейсмичности и учесть изменчивость, связанную с различными методами моделирования.

3.3.1 Сейсмологическая параметризация площадных и линейных источников землетрясений

При составлении *площадных сейсмических источников* использованы атрибутивная база данных активных разломов Алматинской области [61], рельефа местности (Google Terrain) и каталог землетрясений CASHA-BU [58] в границах Жонгар-Балхашского региона и буферной зоны. В результате было получено площадное распределение сейсмических источников, которые затем были использованы в гибридной модели. Границы площадных источников с распределением сейсмичности показаны на рисунке 3.27. Использована модель площадных сейсмических источников, разработанная в Институте сейсмологии [20] и представленная на рисунке 3.27.

Площадные источники определяются простыми геометрическими фигурами (многоугольниками), нарисованными на поверхности. Предполагается, что сейсмичность в пределах площадного источника распределена равномерно. Не использовались радикально горизонтальные или вертикальные линии для определения многоугольников (например, вдоль линий долготы или широты). Зоны соответствуют важным топографическим и тектоническим особенностям и характеру распределения сейсмичности, гор, разломов, крупных городов и т.д. [57]. Построено 56 площадных зон в виде полигональных фигур на основе ГИС-технологий. Когда внутри площадных зон нет разломов, то величина $M_{\max}$ определяется по параметрам сейсмичности площадного источника.

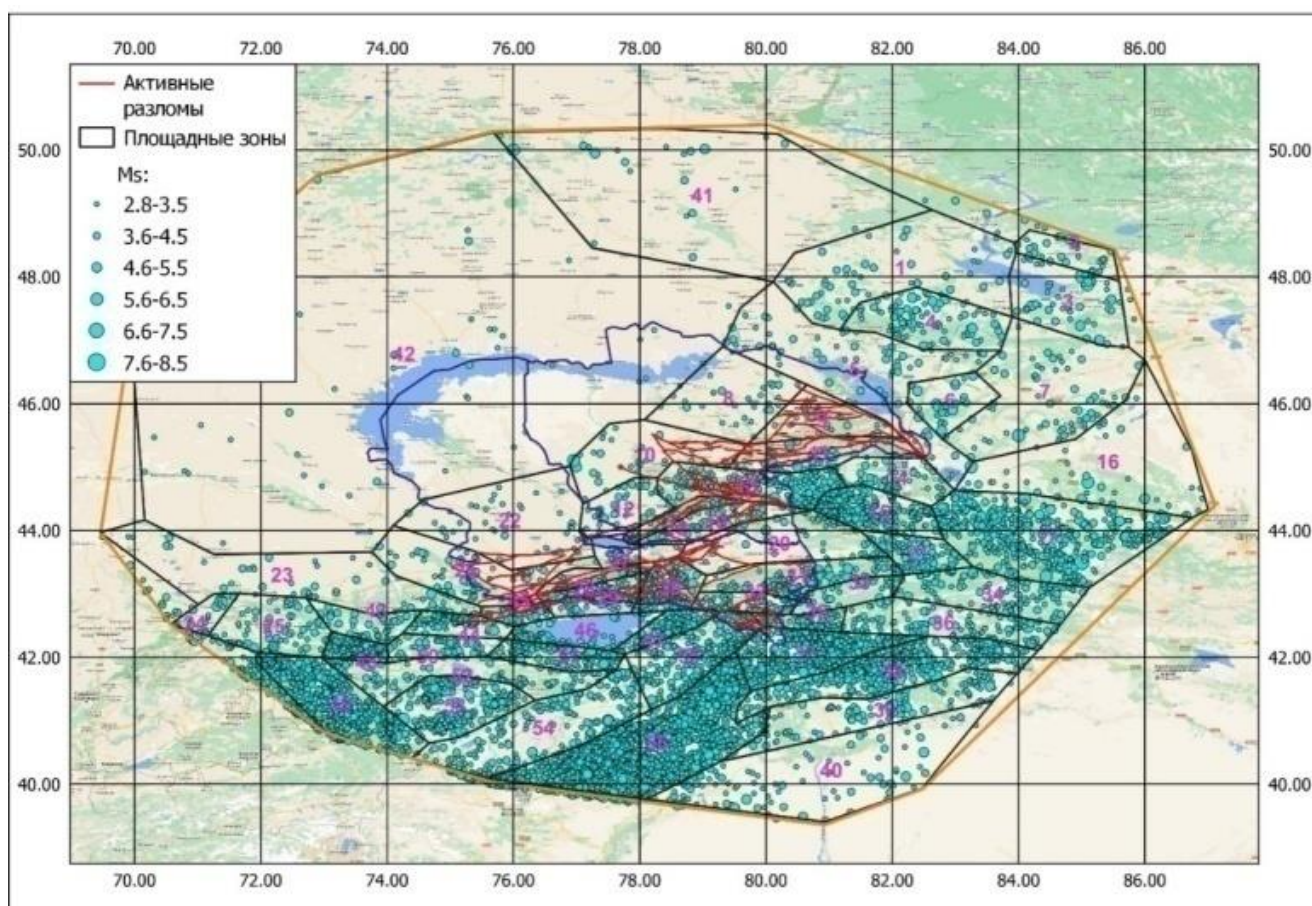


Рисунок 3.27 - Распределение площадных сейсмических источников на территории Жонгар-Балхашского региона и его буферной зоны.

Если внутри площадной зоны находится активный разлом, то учитывается наибольшая магнитуда M_s землетрясения, произошедшего на этом разломе или вблизи него.

Крупные площадные источники выделяются там, где сейсмичность незначительна и нет тектонических или геологических особенностей. Следует отметить, что площадные источники спроектированы таким образом, чтобы сейсмичность можно было отнести к известным активным разломам. Например, зона №9 включает Восточно-Жонгарский, зона №11- Северо-Бороталинский и Мынчукурский, а зона №13 Северо- и Южно-Бороталинский а также Северо-Жонгарский разломы.

Основными параметрами площадных сейсмических источников, используемых в анализе опасности, являются их геометрия, тип тектоники, минимальная и максимальная (теоретическая) магнитуда, мощность

сейсмоактивного слоя, кинематические параметры для преобладающего типа землетрясений, параметры магнитудно-частотного распределения (графика повторяемости).

Геометрия выделенных зон при их построении в ГИС приложениях с привязкой к местности (в нашем случае в QGIS) определяется координатами углов полигонов и фиксируется в таблице атрибутов зон. На территории Жонгар-Балхашского региона, по тектоническому типу 56 зон отнесены к типу активных коровых деформаций. Минимальная магнитуда M_s при ВОСО обычно принимается равной 4.0. Максимальная магнитуда зависит от потенциала сейсмогенерирующих зон [61], а также магнитуды наблюдаемых землетрясений. При гибридном подходе внутри площадного источника моделируются разломы. В этом случае, площадные источники представляют вклад землетрясений меньшей магнитуды, величина которой в нашем расчете ограничена значением $M_s \leq 6.1$.

Кинематические параметры нодальных плоскостей очага землетрясений (падение, простирание, наклон) оцениваются по механизмам очагов в пределах зоны. Преобладающие механизмы очагов в зоне и их характеристики взяты из данных [115, 116], а также из материалов Проекта “Global Centroid Moment Tensor» (GCMT), которой включают данные Гарвардского университета (HRVD) и Международного сейсмологического центра (ISC). На рисунке 3.28 показано распределение механизма очагов для исследуемой области.

Далее, для оценки параметров сейсмического режима для всех (всего 56) площадных источников, были построены графики повторяемости землетрясений. При аппроксимации экспериментальных данных на графике повторяемости можно использовать как криволинейную, так и прямолинейную форму. Если используется криволинейная (с загибом вниз в области $M_{\max}$) форма графика повторяемости, то суммарное (кумулятивное) число землетрясений с магнитудами $M \geq M_i$ определяется по формуле (3.3.1.5):

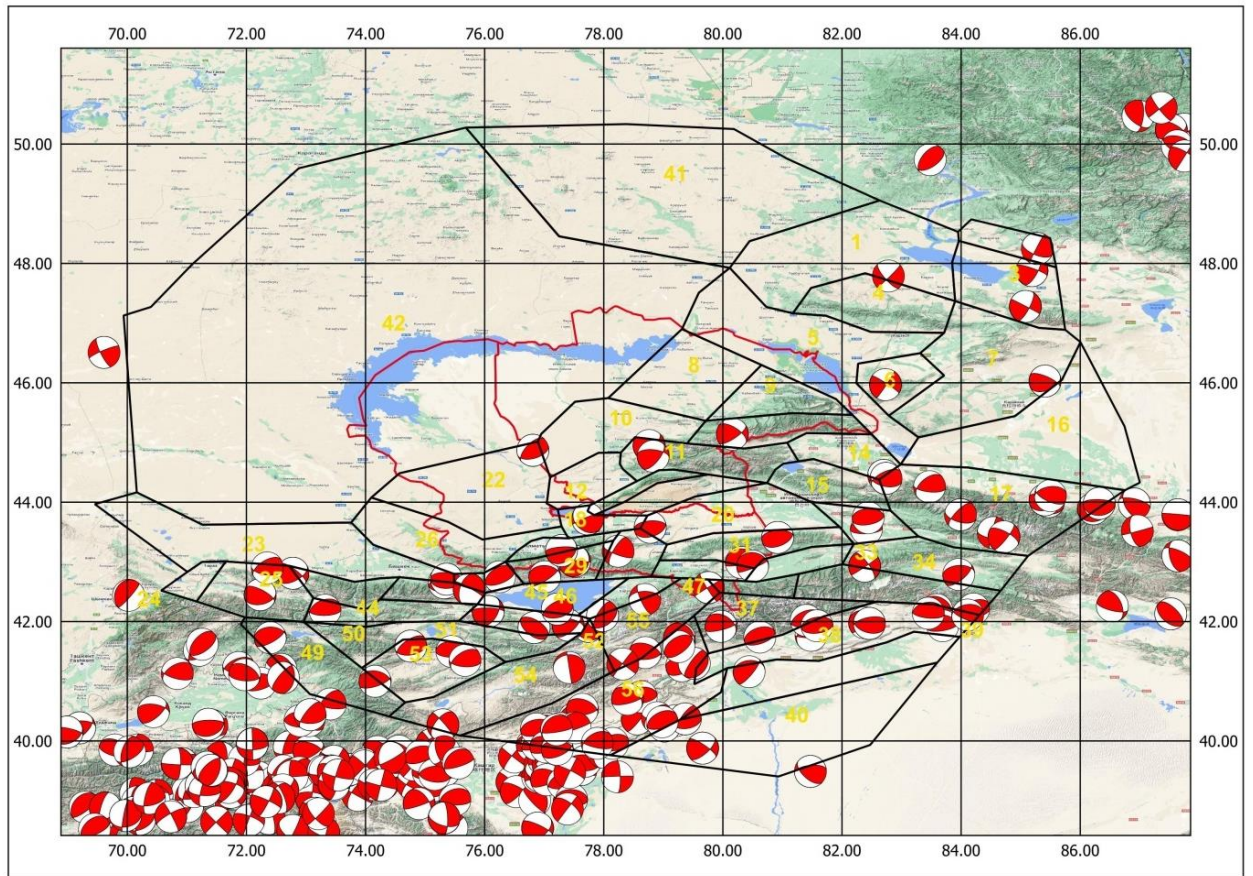


Рисунок 3.28 - Механизмы очагов землетрясений.

$$N = e^{\alpha - \beta M_{min}} \times \frac{(e^{-\beta(M_w - M_{min})} - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})})}{1 - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}} \quad (3.3.1.5)$$

где α – натуральное число; $\beta = b \ln 10$, где b – есть параметр распределения Гумбеля; b – есть угол наклона графика повторяемости землетрясений по величине M ; M_{max} и M_{min} – максимальная и минимальная магнитуды; M_w – моментная магнитуда; $N(M)$ – ежегодное количество землетрясений больше представительной магнитуды.

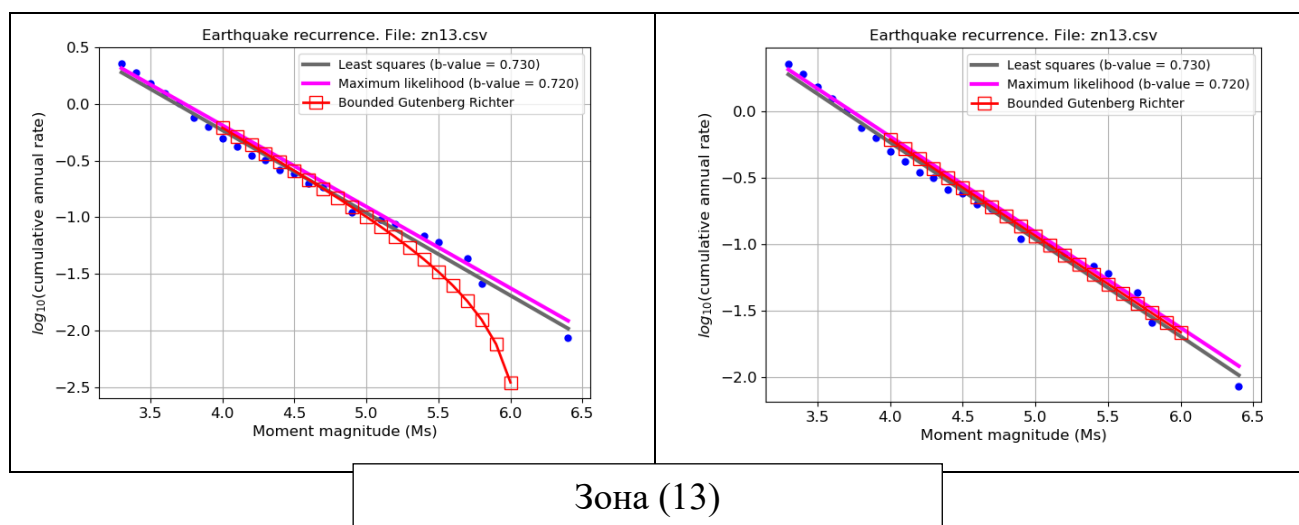
Если используется прямолинейная форма графика повторяемости, то суммарное (кумулятивное) число землетрясений с магнитудами $M \geq M_i$ определяется по формуле (3.3.1.6):

$$N = e^{\alpha - \beta M_{min}} \times e^{-\beta(M_w - M_{min})} \quad (3.3.1.6)$$

Очень важным является предположение о линейности графика повторяемости, что широко обсуждается в литературе [117-119]. Как показано в [49, 118] на территории крупных сейсмоактивных зон Северной Евразии, имеет место более высокая повторяемость для землетрясений с магнитудой $M \geq 6$, чем это ожидается на основании традиционной линейной интерполяции левой части графиков вправо.

Наблюдаемая здесь частота возникновения крупных сейсмических событий в три и более раз выше, чем считалось прежде. Также следует отметить, что на Северном Тянь-Шане имеет место плохое согласие повторяемости сильнейших землетрясений с более слабыми [11, 12, 99]. В этой ситуации использование криволинейных графиков повторяемости землетрясений с загибом вниз в области больших магнитуд приведет к занижению уровня сейсмического риска.

На рисунке 3.29 представлены графики повторяемости двух видов, на примере трех зон: (15, 15 и 21). На левых панелях рисунка приведены графики повторяемости криволинейной формы, рассчитанные по формуле (7), а на правых панелях – графики прямолинейной формы, рассчитанные по формуле (8). Определение параметров сейсмического режима и N проводится как по методу наименьших квадратов (серая кривая), так и – по методу максимального правдоподобия (малиновая).



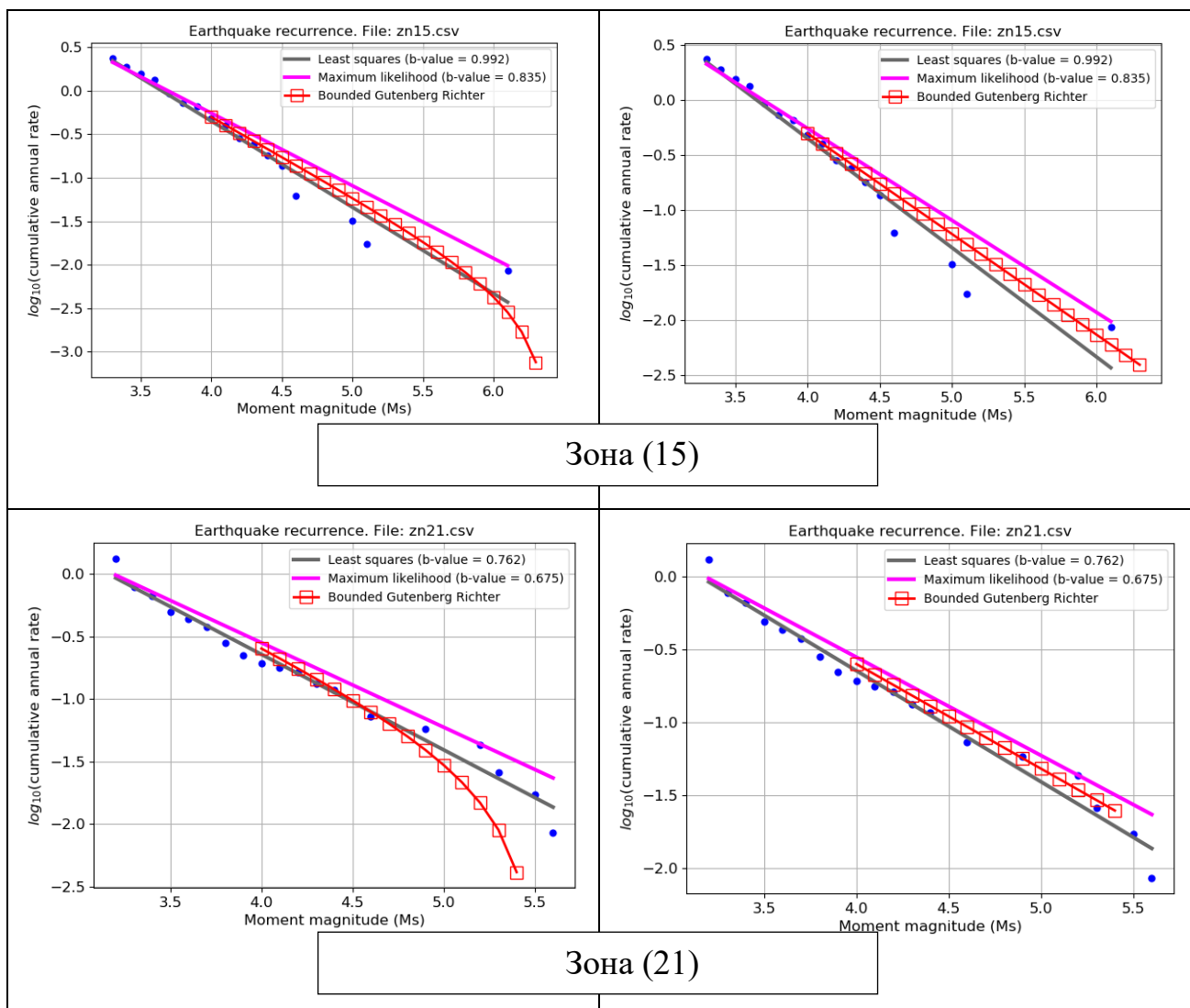


Рисунок 3.29 - Криволинейные и прямолинейные графики повторяемости, где красные квадраты-зависимость Гутенберга-Рихтера; серый цвет – линейная аппроксимация по методу наименьших квадратов; розовый цвет линейная аппроксимация по методу максимального правдоподобия. Синие точки – наблюдаемые значения годового суммарного числа землетрясений с $M \geq M_i$.

Как видно из графиков, (верхний правый угол), угол наклона графика повторяемости землетрясений (коэффициент b), рассчитанный по методу наименьших квадратов (синяя линия) дает лучшее соответствие наблюдаемым данным (синие точки), чем метод максимального правдоподобия (красная линия). Поскольку для расчетов следует выбрать тот метод, который дает лучшее соответствие наблюдаемым

данным, поэтому в дальнейших расчетах использовалась оценка по методу наименьших квадратов.

Кроме этого, необходимо отметить, что расчетные значения повторяемости землетрясений, определенные по прямолинейному графику, значительно выше (от 0,5 до 1), чем – по криволинейному графику. Таким образом, использование при ВОСО криволинейного графика приводит к занижению уровня сейсмической опасности. Полученные значения параметров сейсмического режима, которые в дальнейшем используются для расчета ВОСО приводятся в таблице 3.2.

Для каждой площадной зоны были определены следующие параметры сейсмического режима: M_{min} - минимальная магнитуда представительных землетрясений, A - уровень сейсмической активности; b - угол наклона графика повторяемости землетрясений; M_{max} - магнитуда максимально возможного землетрясения; $M_{max}(\text{набл})$ – магнитуда максимального наблюдаемого землетрясения; h_{min} и h_{max} - минимальная и максимальная глубина сейсмических очагов, а также были рассчитаны параметры механизмов очагов землетрясений (см. табл. 3.2).

Таблица 3.2 - Основные параметры площадных сейсмических источников для ВОСО в баллах макросейсмической шкалы MSK-64(К)

Зона	M_{min}	M_s		b^* (за закон Г-Р)	а	Глубина, км		Механизм очага	Простираение	Падение	Угол наклона
		M_{max}	M_{max} набл			h_{min}	h_{max}				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	4	6.5	4.6	0.80	1.16	5	35	Сбросо-сдвиг	139	67	-172
2	4	6.0	4.1	0.70	0.72	5	42	Сдвиг	28	58	16
3	4	7.0	6.5	0.6	1.23	5	35	Сдвиг	28	67	2
4	4	6.5	5.2	0.89	2.49	5	40	Сбросо-сдвиг	139	67	-172
5	4	5.5	4.6	0.89	1.86	5	35	Сдвиг	294	84	172
6	4	5.5	5.5	0.51	0.37	5	26	Сдвиг	303	81	175
7	4	7.0	5.7	0.87	1.70	5	35	Взбросо-сдвиг	68	36	51
8	4	6.0	4.5	1.12	2.35	5	35	сдвиг	320	70	10
9	4	8.1	4.2	1.27	3.0	5	35	сдвиг	40	51	15
10	4	6.0	5.6	0.69	1.56	5	39	Взбросо-сдвиг	74	44	112
11	4	8.0	5.2	0.84	1.66	5	35	Взбросо-сдвиг	303	51	146
12	4	5.5	4.4	0.97	0.86	5	35	Взбросо-сдвиг	74	44	112
13	4	8.0	6.4	0.77	3.09	5	39	Взбросо-сдвиг	290	55	145
14	4	6.0	5.3	0.89	2.84	5	36	Взбросо-сдвиг	46	102	123
15	4	6.4	6.1	1.02	3.76	5	55	Взброс	101	44	118
16	4	6.0	6.0	0.61	1.77	5	35	Взбросо-сдвиг	68	36	51
17	4	7.5	7.2	0.69	3.21	5	35	Взбросо-сдвиг	262	39	64
18	4	6.5	4.8	0.90	2.16	5	35	Взбросо-сдвиг	290	55	145
19	4	6.0	5.1	0.96	1.98	5	35	Взбросо-сдвиг	129	21	149
20	4	6.5	5.5	0.82	2.47	5	43	Взброс	73	37	80
21	4	5.4	5.5	0.79	2.42	5	42	Взброс	73	37	80

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
22	4	5.5	4.2	1.34	3.30	5	35	Взбросо-сдвиг	74	44	112
23	4	6.0	5.5	0.89	2.24	5	35	Взбросо-сдвиг	74	44	112
24	4	5.7	5.6	0.60	0.82	5	31	Взброс	79	35	57
25	4	5.4	5.2	0.88	2.17	5	35	Взброс	79	35	57
26	4	6.0	5.2	1.99	2.70	5	35	Взбросо-сдвиг	74	44	112
27	4	5.0	5.1	0.94	1.64	5	35	Взбросо-сдвиг	129	21	149
28	4	7.3	4.3	1.26	2.45	5	35	Взброс	58	23	64
29	4	8.2	7.7	0.62	2.87	5	35	Взброс	29	12	25
30	4	8.3	6.8	0.75	2.84	5	40	Взбросо-сдвиг	211	65	23
31	4	7.5	5.9	0.91	3.68	5	41	Взброс	73	37	80
32	4	6.5	4.5	1.19	3.11	5	35	Взброс	73	37	80
33	4	6.5	4.3	1.06	2.75	5	35	Взброс	73	37	80
34	4	5.7	5.5	0.92	2.82	5	40	Взброс	281	14	122
35	4	6.0	5.6	0.85	3.69	5	40	Взброс/сдвиг	265/324	39/66	118/175
36	4	6.6	6.4	0.72	2.42	5	35	Взброс	249	44	75
37	4	5.7	7.0	0.89	4.25	5	40	Взброс	251	37	90
38	4	6.7	6.3	0.87	3.23	5	40	Взброс	279	29	107
39	4	7.5	5.3	0.96	2.83	5	35	Взбросо-сдвиг	39	27	129
40	4	6.3	5.2	0.88	2.49	5	40	Взбросо-сдвиг	48/132	56/46	24/128
41	4	5.8	5.8	0.61	0.70	5	35	Сдвиг	153	71	167
42	4	6.1	5.1	0.96	2.34	5	40	Взбросо-сдвиг/ Сдвиг	74/153	44/71	112/112
43	4	6.9	4.6	0.94	1.63	5	35	Взброс	79	35	57
44	4	6.4	5.1	0.87	2.89	5	25	Взброс	84	40	97
45	4	6.9	6.9	0.58	1.50	5	35	Взброс	237	38	81
46	4	5.8	4.5	1.21	2.86	5	40	Взброс	77	42	102

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3	4		5	6	7	8	9	10	11	12
47	4	6.8	6.5		0.85	2.75	5	40	Взбросо-сдвиг	270	44	33
48	4	7.5	7.1		0.71	2.63	5	35	Взброс	250	31	74
49	4	7.5	5.7		1.14	3.87	5	46	Взбросо-сдвиг	268	30	114
50	4	5.0	4.9		0.96	2.15	5	35	Взброс	250	31	74
51	4	5.8	5.7		0.87	2.90	5	35	Взбросо-сдвиг	48	51	51
52	4	5.0	4.5		1.17	2.78	5	35	Взброс	79	40	107
53	4	5.9	5.9		0.88	3.14	5	40	Взброс	270	33	90
54	4	5.8	5.6		1.01	3.09	5	48	Сдвиг	220	48	13
55	4	6.7	6.1		1.04	3.99	5	35	Сдвиг/Взброс	148/288	81/41	178/180
56	4	7.6	7.6		0.91	4.18	5	48	Взброс	262	36	91

Модель линейных источников. Для расчетов линейных источников использована база данных активных разломов Алматинской области [61], составленная в Институте сейсмологии МЧС РК. На рисунке 3.30 приведена карта активных разломов, которые включены в модель.

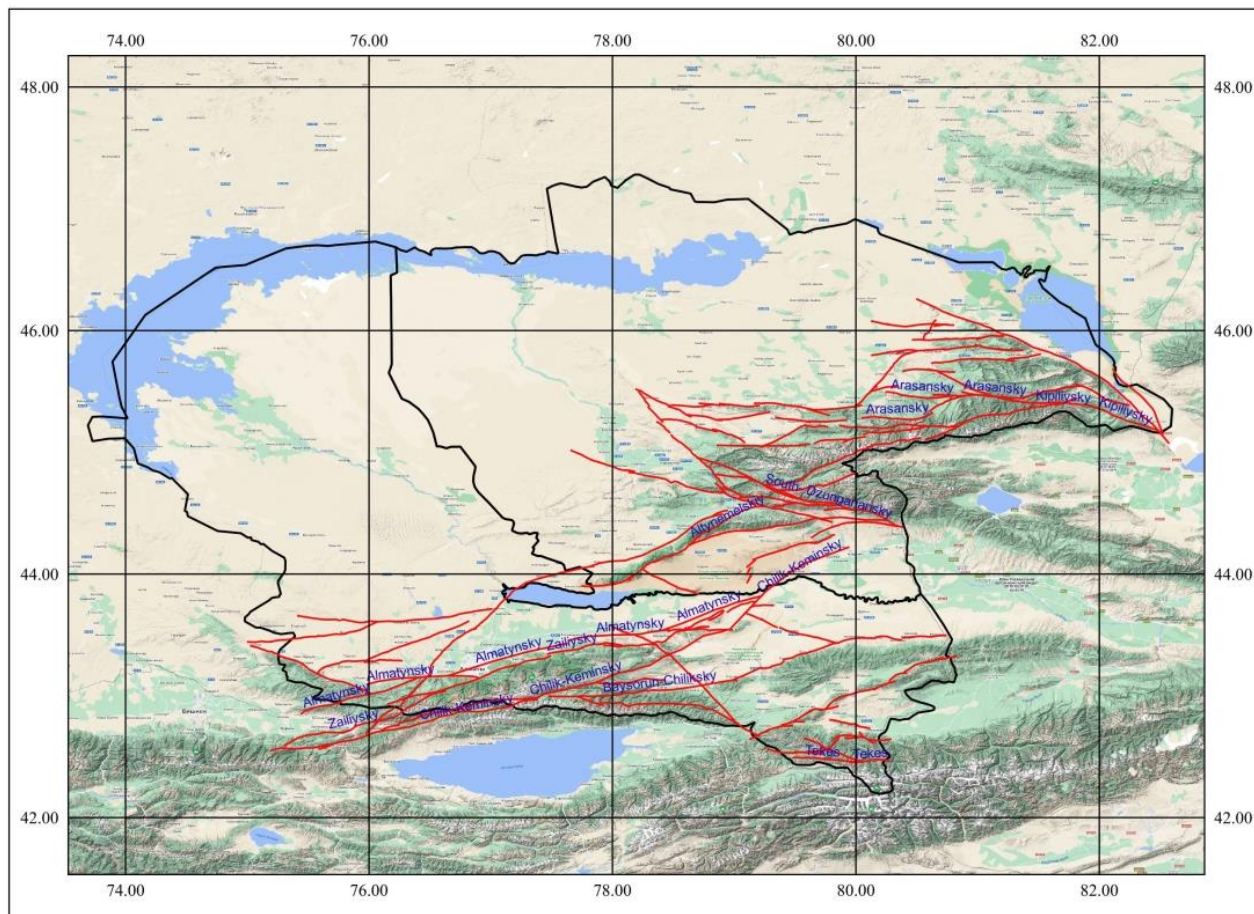


Рисунок 3.30 - Модель активных разломов ($M_s \geq 6.1$) для территории Жонгар-Балхашского региона на основе базы данных активных разломов Алматинской области [61].

На территории Казахстана пока не полностью изучены характеристик большинства тектонических разломов и отсутствуют полные данные о входных параметрах, таких как: скорость скольжения по разлому и кинематические параметры очага. Это обстоятельство осложняет процесс прямого моделирования активных разломов. Линейная модель разработана на основе базы активных разломов, в которой в качестве априорной информации использованы данные геологических съемок, отчетов предыдущих геолого-геофизических исследований и имеющихся архивных документов (включая

карту СГ зон [61]). Сейсмогенерирующие структуры, входящие в указанную базу данных активных разломов, преобразованы в линейные модели сейсмических источников в виде сегментов активных разломов.

Линейными источниками модели являются активные разломы, в пределах которых возможны землетрясения от умеренных до сильных. При анализе сейсмической опасности с использованием гибридной модели сейсмических очагов, активные разломы рассматривались для землетрясений, начиная с магнитуды от $M_s \geq 6.0$. Разломы для ВОСО определяются как многоугольники, длина которых определена по горизонтали, а ширина - по глубине. Разломы могут быть линейными источниками только в том случае, если они удовлетворяют следующим требованиям:

- Трасса разлома детально нанесена на карту или активна в новейшее время, или была активна в последнее геологическое время.

- Скорость геологического сдвига разлома оценена геологическими исследованиями.

- Существует грубая или подробная оценка кинематики разломов (взброс, сброс, сдвиг) на основе полевых наблюдений или каталогов землетрясений.

- Имеется грубая или подробная оценка его размера по глубине и землетрясения были привязаны к разлому [57].

К территории Жонгар-Балхашского региона относятся, согласно карты (рисунок 3.27), площадные

зоны 9, 11, 13. Каждая из этих зон включает в себя активные разломы. В пределах зоны 9 (см. рис. 3.27), отмечается Восточно-Жонгарский (Алакольско-Жонгарский) разлом (см. рис. 3.30), общая протяженность которого составляет около 500 км. Восточно-Жонгарский разлом на космоснимках имеет вид четкого почти прямолинейного шва, а при крупномасштабных исследованиях вдоль него выявлены приразломные разрывные и складчатые дислокации, оперяющая трещиноватость, поля гидротермально измененных пород, новейшие при-разломные структуры – уступы, грабены, над-разломные антиклинали и мелкие клиновидные сбросы. По ряду признаков, Восточно-

Жонгарский разлом можно считать одновременно и глубинным сдвигом и глубинным сбросом [120-123]. Движения вдоль него возобновлялись неоднократно. В новейший этап этот разлом разграничивает блоки с разнонаправленными движениями, где произошло более 234 сейсмических событий, магнитуда самого крупного события $M=6,7$.

В пределах зоны 11 (см. рис. 3.27) отмечаются Северо- и Южно-Бороталинские, а также Мынчукурский разломы (см. рис. 3.30).

Мынчукурский разлом ограничивает Центрально-Жонгарский блок с севера и имеет общую протяженность около 250 км. Разлом представляет собой крупный сброс и выражен зонами брекчирования, окварцевания, гематитизации, тектоническими уступами, дайками гранит-порфиров, отрицательными формами рельефа. Он обрамляет с севера полосу крупных межформационных интрузивных массивов, выделяя приподнятый Мынчукурский блок, и играет существенную роль в современном рельефе. Скорость перемещения крыльев разлома составляет 0,1 мм/год. Амплитуда смещения фундамента вдоль разлома уменьшается с востока на запад. На западной части, этот разлом причленяется к Солдатсайскому разлому. Тектонические контакты вдоль разлома неогеновых и четвертичных отложений с палеозойскими свидетельствуют об интенсивности новейших движений. Здесь общее поднятие блока составляет более 4 км, а смещение смежных блоков по отношению к Бороталинской впадине (КНР) превышает величину в 6 км. Для новейших движений, их суммарная интенсивность достигает 4,5-5,5 км. Мынчукурский разлом является (по геофизическим данным) поверхностным проявлением деструктивной глубинной зоны, проникающей до подошвы коры [61].

Северный и Южный Бороталинские разломы (рисунок 4.9), которые прослеживаются на космоснимке вдоль южного склона Жонгарского хребта, с водоразделом которого совпадает ось Северо-Жонгарской мегантиклинали. Шовная зона дешифрируется прямолинейными звеньями различной длины, отсекаемыми правосторонними сдвигами северо-западного простирания. Величина

поднятия доорогенной поверхности выравнивания почти на всем простираении зоны превышает 4 км, а общий размах взбросовой составляющей по отношению к поверхности фундамента Бороталинской впадины составляет около 7 км. Вдоль разлома в Бороталинской впадине наблюдается узкая полоса ступенчатых предгорий, где обнажаются отложения альпийского комплекса от юры до неогена. В целом, рисунок шовной зоны имеет «клавишный» стиль, свидетельствующий о право-сдвиговых смещениях взбрасываемых блоков при общем тектоническом движении структур на юго-восток [61]. В год скорость перемещения крыльев разлома составляет 0,5-1,0 мм. Эта группа разломов является трансграничной в данной линейной модели и по расчетам участвует в двух зонах (11 и 13). Жонгарская зона (13 на рисунке 4.6), включает в себя Северо-Жонгарский а также Северный и Южный Бороталинские разломы (см. рис. 4.9).

3.3.2 Модели затухания интенсивности сотрясений с расстоянием в зависимости от магнитуды и глубины

Библиотека OpenQuake Hazard Library содержит большое количество моделей затухания (GMM) для расчетов макросейсмической интенсивности IPE (Intencity Prediction Equation), шесть из которых, используются для расчета интенсивности в баллах [121]: DOWTRICKRhoades2005Asc, DOWTRICKRhoades2005Sinter, DOWTRICKRhoades2005SSlab - предназначена для зон субдукции, DOWTRICKRhoades2005Volc - предназначена для вулканических землетрясений, ALLENEtAl2012 [124] – предназначена для Центральной Азии, расчет ведется в баллах макросейсмической шкалы Mercalli (MMI), BINDIEtAl2011Repi [125] – предназначена для Центральной Азии. Из шести моделей для исследуемой территории наиболее подходит модель Bindi Et Al 2011Repi. Она была разработана на основе работы, опубликованной в статье [125], где для построения моделей IPE были использованы данные по 66 сильным землетрясениям Центральной Азии, охватывающих диапазон магнитуд по поверхностным волнам от 4.6 до 8.3.

Большинство IPE, разработанных по всему миру, используют либо эпицентрального расстояния R_{epi} , либо минимальное расстояние от разрыва $R_{гир}$, либо меру Джойнера-Бура R_{JB} – расстояние от источника до точки наблюдения [126, 127]. В модели BindiEtAl2011Rep1 применена IPE с учетом эпицентрального расстояния R_{epi} , и используется уравнение (3.3.2.7) [128]:

$$I = a_1 M + a_2 - a_3 \log_{10} \sqrt{\frac{R_{epi}^2 + h^2}{h^2}} - a_4 \left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} - h \right), \quad (3.3.2.7)$$

где h – глубина очага для каждого землетрясения; a_1, a_2, a_3, a_4 – коэффициенты; a_1, a_2 – определяют значение J в источнике; a_3, a_4 – описывают затухания J с расстоянием. В [125] приводятся несколько вариантов уравнения (2) в зависимости от вида используемых в расчетах расстояний (эпицентральных, гипоцентральных и др). При этом, в расчетах по формуле (3.3.2.7) наиболее часто используются эпицентральные расстояния при фиксированной глубине очагов $h = 15$ км. Для этого случая значения коэффициентов равны: $a_1 = 1,049$; $a_2 = 0,686$; $a_3 = 2,706$; $a_4 = 1,811 \cdot 10^{-4}$. Стандартное отклонение составляет $\sigma = 0,689$.

В работах [11, 29, 96, 99, 105, 108] была разработана региональная модель затухания интенсивности сотрясений с расстоянием для территории Жонгар-Северо-Тянь-Шаньского и Каратау Таласского регионов. Для этого привлекались наиболее надежные карты изосейст (более 20) сильных ($M = 4,5-6,0$) и разрушительных ($M = 6,1-8,3$) землетрясений рассматриваемой территории. Использовались значения радиусов изосейст, как средние, так и те, что простираются как вдоль, так и вкост основных геологических структур, как с учетом, так и без учета размера очага. Для математического описания модели использовалось уравнение (3.3.2.8):

$$J_1 = bM - \gamma_0 \lg \sqrt{R_{epi}^2 + h^2} + c, \quad (3.3.2.8)$$

$b = 1,5$, γ_0 , c – коэффициенты, численные значения которых приведены в таблице 3.3 для всех рассмотренных нами случаев.

Таблица 3.3 - Значения коэффициентов γ_0 и c для Жонгар-Северо-Тянь-Шаньского и Каратау Таласского регионов

Интервал расстояний, км	Среднее без учета размера очага		Вкрест структур		Вдоль структур, без учета размера очага		Вдоль структур, с учетом размера очага		Среднее с учетом размера очага	
	γ_0	c	γ_0	c	γ_0	c	γ_0	c	γ_0	c
До 180	3,6	3,3	3,7	3,1	3,3	2,9	3,0	2,2	3,3	2,6
>180	-	-	6,65	10,0	6,6	10,9	5,6	8,1	6,4	9,7

3.3.3 Вероятностный анализ сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона в баллах макросейсмической шкалы MSK-64(K)

Для входного файла сейсмических источников был подготовлен CSV файл для площадных и линейных источников. С помощью скрипта “csv2xml.py” получили файл с такими же параметрами, но в формате XML, который можно использовать в программе OpenQuake Engine.

Входные файлы в формате XML для параметров разломов, на примере двух сегментов Южно-Жонгарского и Кобыроленского, приведены в таблице 3.4. А в таблице 3.5, приведены, для примера, входные параметры площадных источников для Южно-Жонгарской (№13) зон.

Характеристиками грунтовых условий в пунктах являются скорость поперечных волн в приповерхностной 30-метровой толще V_{S30} и оценки глубин до слоев с $V_{S30} = 2.5$ км/с и 1.0 км/с.

Таблица 3.4 - Основные параметры для двух сегментов Южно-Джунгарского и Коныроленского разломов

Название	Южно-Джунгарский											
Тектонический район	Активные, коровые землетрясения											
Широта	44.3872	44.3918	44.4030	44.4275	44.4501	44.4756	44.4944	44.5046	44.5121	44.5185	44.5231	44.5247
Долгота	80.3801	80.3555	80.3235	80.2834	80.2432	80.2083	80.1708	80.1374	80.1133	80.0906	80.0652	80.0279
Падение	90											
Верхняя сейсм. глубина	0											
Нижняя сейсм. глубина	30											
Mw min	6											
Значение b (закон Г-Р)	1											
Mw характерис.	6.4											
Сейсмический момент Mo	5.40E+16											
Простирание	90											
Название	Коныр-оленский											
Тектонический район	Активные, коровые землетр.											
Широта	44.3800	44.3911	44.3967	44.4011	44.4077	44.4179	44.4309	44.4413	44.4526	44.4585	44.4566	44.4666
Долгота	79.2987	79.3296	79.3633	79.4196	79.4726	79.5221	79.5713	79.6021	79.6396	79.6706	79.7200	79.8801
Падение	90											
Верхняя	2											

сейсм. глубина												
Нижняя сейсм. глубина	30											
Mw min	6											
Значение b (закон Г-Р)	1											
Mw характерис.	6.4											
Сейсмический момент Mo	2.87365E+16											
Простирание	90											

Таблица 3.5 - Входные параметры площадных источников Южно-Жонгарской

Тип источника	Зоны							
Номер источника	13							
Название источника	13 зона							
Тектонический район	Активные верхнекоровые деформации							
Широта геометрии зоны	44,83137	45,088	44,98390	44,898	44,99747	44,683	44,64601	44,543
Долгота геометрии зоны	78,28711	78,526	79,39683	80,366	81,07871	81,271	81,01536	80,878
Верхняя сейсмическая глубина	5							
Нижняя сейсмическая глубина	39							
Отношение магнитудных шкал	WC1994							
Коэффициент разрыва	2							
Возрастание приращение магнитудно-частотное распределение (минимальная	4							

магнитуда)								
Возрастание магнитудно-частотное распределение (ширина)	0,1							
Возрастание магнитудно-частотное распределение (коэффициент повторяемости)	6,38E-01	5,30E-01	4,40E-01	3,65E-01	3,03E-01	2,52E-01		
Простираание нодальной плоскости	290							
Падение нодальной плоскости	55							
Угол наклона нодальной плоскости	145							
Вероятность нодальной плоскости	1							
Глубина гипоцентра	5	10						
Вероятностная оценка глубины очага	0,6	0,4						

3.3.4 Результаты расчета карт ВОСО Жонгар-Балхашского региона

С помощью программного обеспечения OpenQuake Engine с учетом площадных и линейных источников, рассмотренных выше, были получены вероятностные карты оценки сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона для двух уровней вероятности 10 % и 2 % за 50 лет в баллах шкалы MSK-64(K), которые представлены в масштабе 1:1 000 000. Расчеты выполнены для территории, включающей Жонгар-Балхашский регион в пределах 42.0°-48.0° с.ш. и 74.0°-83.0° в.д. по сетке с интервалом 5 км по широте и долготе, это определяет пространственное разрешение карт. Грунтовые условия характеризуются скоростью распространения поперечных волн на глубине 30 м $V_{s30} = 410$ м/с, что соответствует средним значениям II категории грунтов по сейсмическим свойствам [21].

Сначала была проанализирована зависимость конечных результатов от типа и характеристик используемых моделей сейсмического режима и затухания интенсивности сотрясений с расстоянием. Расчет ВОСО был проведен для двух вариантов, в первом из которых использовались рекомендованные в [57] модели сейсмического режима и затухания интенсивности сотрясений с расстоянием. В качестве первой принята криволинейная с загибом вниз в области больших землетрясений форма графика повторяемости, а во второй - модель затухания BindiEtAl2011Rep1. Во втором варианте расчета ВОСО были привлечены входные параметры, адаптированные к местным сеймотектоническим условиям. Так, повторяемость землетрясений, для очагов разных энергий (магнитуд) определялась и использованием прямолинейного графика повторяемости, а интенсивность сотрясений - региональной (местной) моделью затухания балльности, задаваемой формулой (3.3.2.8) со средними (с учетом размера очага) значениями коэффициентов γ_0 и c (таблица 4.2). Для этого случая были

определены новые значения коэффициентов в формуле (3.3.2.7): $a_1 = 1,5$; $a_2 = -1,20$; $a_3 = 3,5$; $a_4 = 0,00010$.

На рисунках 3.31, 3.32 приведены карты ВОСО (рисунок 3.31 для первого варианта и рисунок 3.32 для второго варианта) Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы микросейсмической интенсивности сотрясений MSK-64 (K) с вероятностью превышения расчетной интенсивности 10% (средний период повторяемости сотрясений 475 лет). Для сравнения там же даны изолинии максимальной наблюдаемой интенсивности сотрясений для указанной территории за последние 150 лет (рисунок 3.25). Совместный их анализ показывает, что на рисунке 3.31 расчетные значения ВОСО существенно ниже, чем наблюдаемые, тогда как на рисунке 3.32 они в целом соответствуют друг к другу.

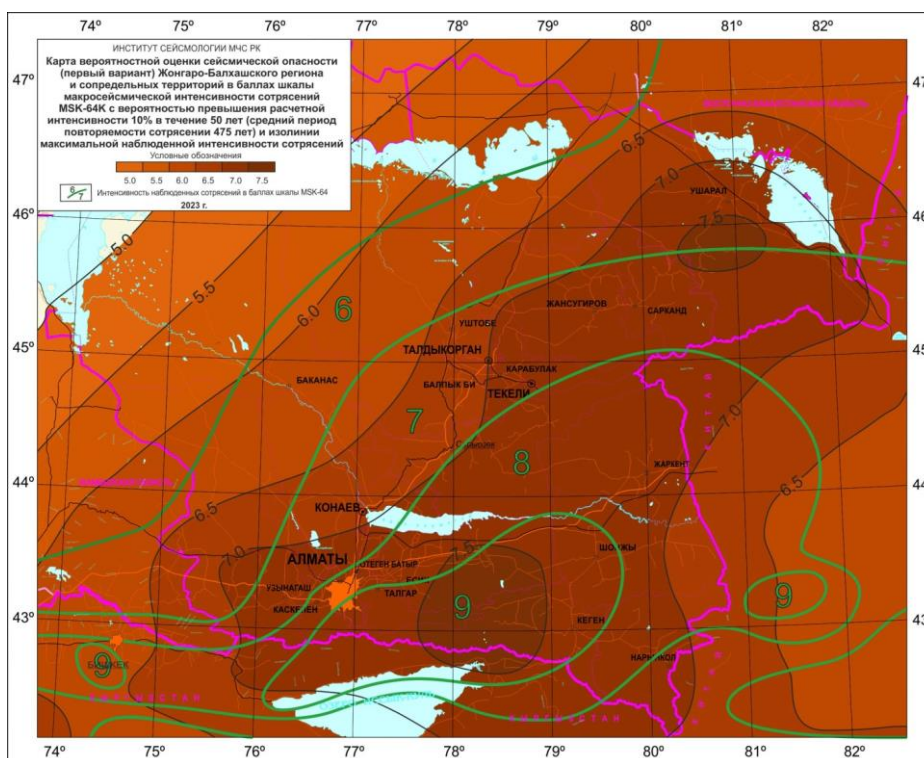


Рисунок 3.31 - Карта ВОСО (первый вариант) Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы макросейсмической интенсивности сотрясений MSK-64(K) с вероятностью превышения расчетной интенсивности 10% в течение 50 лет (средний период повторяемости сотрясения 475 лет) и изолинии максимальной наблюдаемой интенсивности сотрясений.

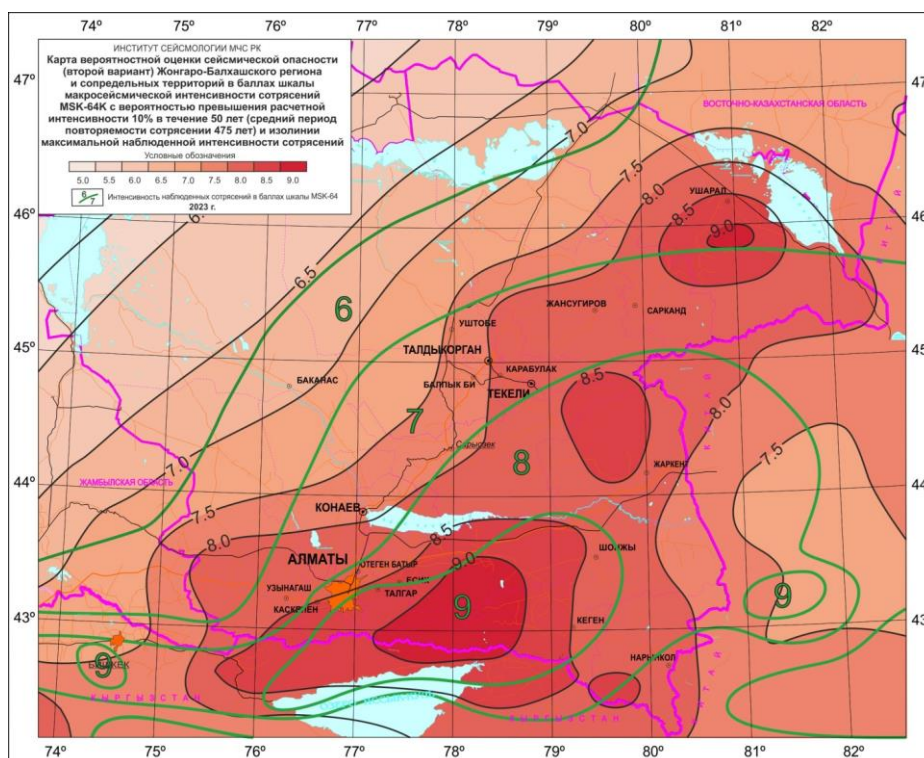


Рисунок 3.32 - Карта ВОСО (второй вариант) Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы макросейсмической интенсивности сотрясений MSK-64(K) с вероятностью превышения расчетной интенсивности 10% в течение 50 лет (средний период повторяемости сотрясения 475 лет) и изолинии максимальной наблюдаемой интенсивности сотрясений.

Таким образом, можно утверждать, что учет адаптированных к местным сейсмотектоническим условиям входных параметров OpenQuake Engine приводит и вполне реалистичным оценкам.

Представляет интерес сравнение полученных расчетных карт ВОСО с существующей картой Общего сейсмического зонирования (ОСЗ) территории Республики Казахстан (РК), которая является официальным документом, регламентирующим сейсмостойкое строительство в РК [21].

Карта ОСЗ для территории Казахстана была разработана в ТОО «Институт сейсмологии» МОН РК в 2013-2015 гг. При ее разработке была использована методология Еврокод 8 (EN 1998-1:2004) «Проектирование сейсмостойких конструкций», для применения в практике проектирования на территории Казахстана.

На рисунках 3.33, 3.34 приведены карты ВОСО Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения интенсивности сотрясений 10 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 475 лет) (рисунок 3.33) и -2 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 2475 лет) (рисунок 3.34). Кроме того, на рисунках 3.33 и 3.34 даны изолинии интенсивности сотрясений карт общего сейсмического зонирования с периодами повторяемости 475 и 2475 лет.

Из анализа приведенных карт (рисунки 3.33 и 3.34) следует, что изолинии сотрясений, полученные в этих двух исследованиях, в целом соответствуют друг к другу. На большей части территории разница между ними не превышает 0,5 балла. Между тем карты ВОСО, полученные в данном исследовании, дают более детальную характеристику вероятностного поля интенсивности сотрясений.

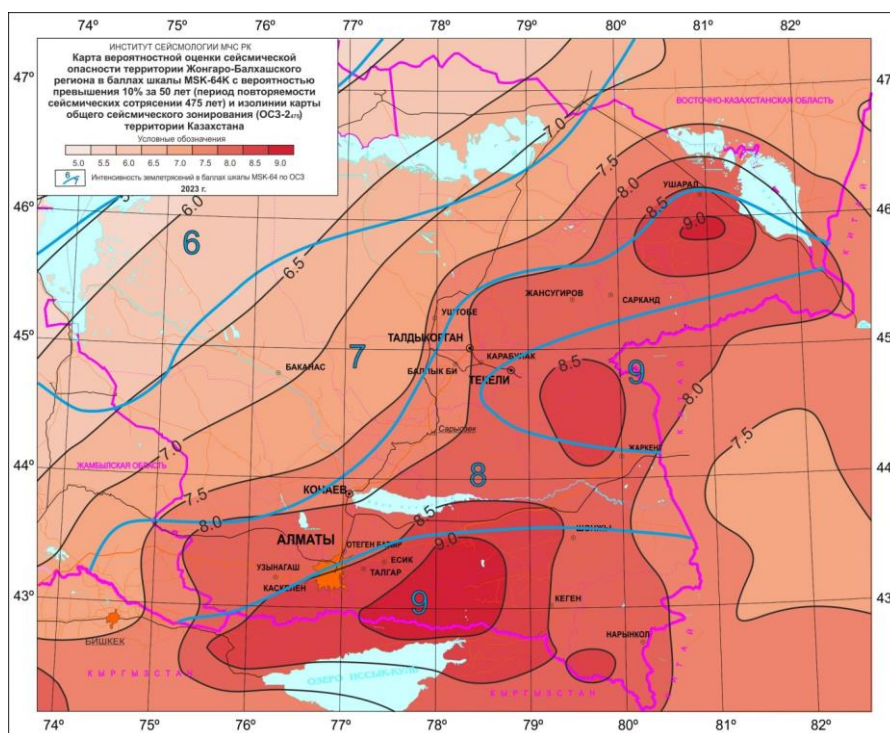


Рисунок 3.33 - Карта ВОСО Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения 10 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 475 лет) и изолинии карты общего сейсмического зонирования (ОСЗ-2₄₇₅) территории Казахстана.

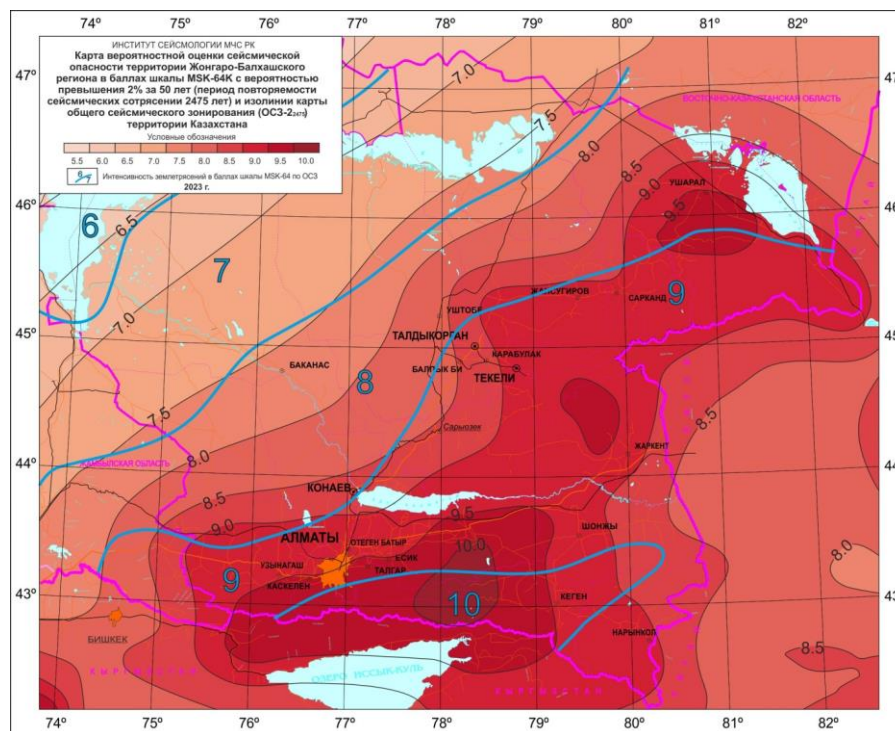


Рисунок 3.34 - Карта ВОСО Жонгар-Балхашского региона и сопредельных территорий в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения 2 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 2475 лет) и изолинии карты общего сейсмического зонирования (ОСЗ-2₂₄₇₅) территории Казахстана.

На рисунке 3.35, 3.36 приведены окончательные карты ВОСО (Детального сейсмического зонирования) территории Жонгар-Балхашского региона в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения 10 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 475 лет) (рисунок 3.35) и - 2 % за 50 лет (период повторяемости сейсмических сотрясений 2475 лет) (рисунок 3.36). Из приведенных данных следует, что на обоих картах наблюдается плавное увеличение значений макросейсмической интенсивности (J) с юго-запада на северо-восток. При этом максимальные значения J достигаются в районе Жонгарского хребта: $J_{\max} = 8,5 - 9,0$ для периода повторяемости сейсмических сотрясений 475 лет (рисунок 3.35) и $J_{\max} = 9,5$ для периода повторяемости сейсмических сотрясений 2475 лет (рисунок 3.36).

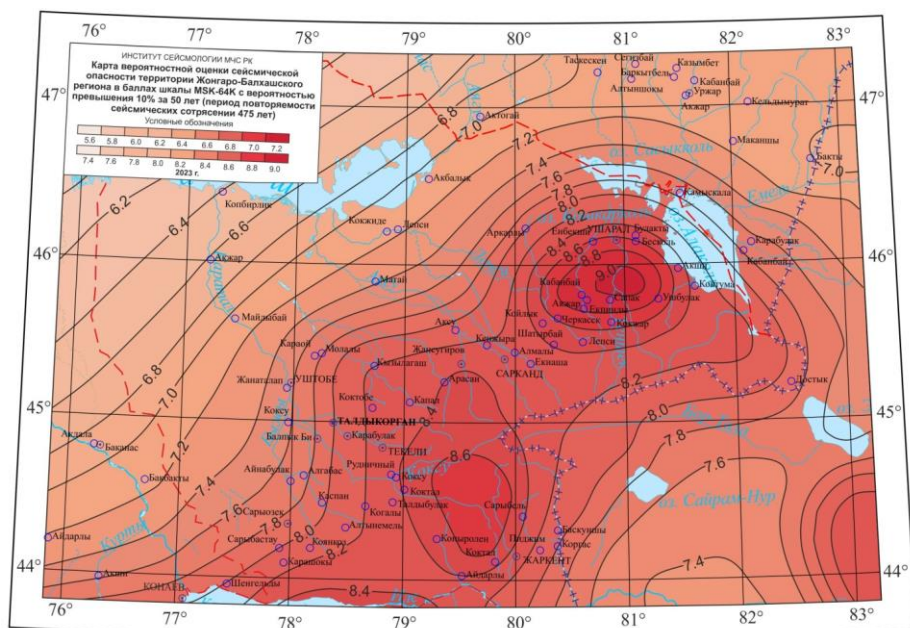


Рисунок 3.35 - Карта вероятностной оценки сейсмической опасности территории Жонгар-Балхашского региона в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения 10 % за 50лет (период повторяемости сейсмических сотрясении 475 лет).

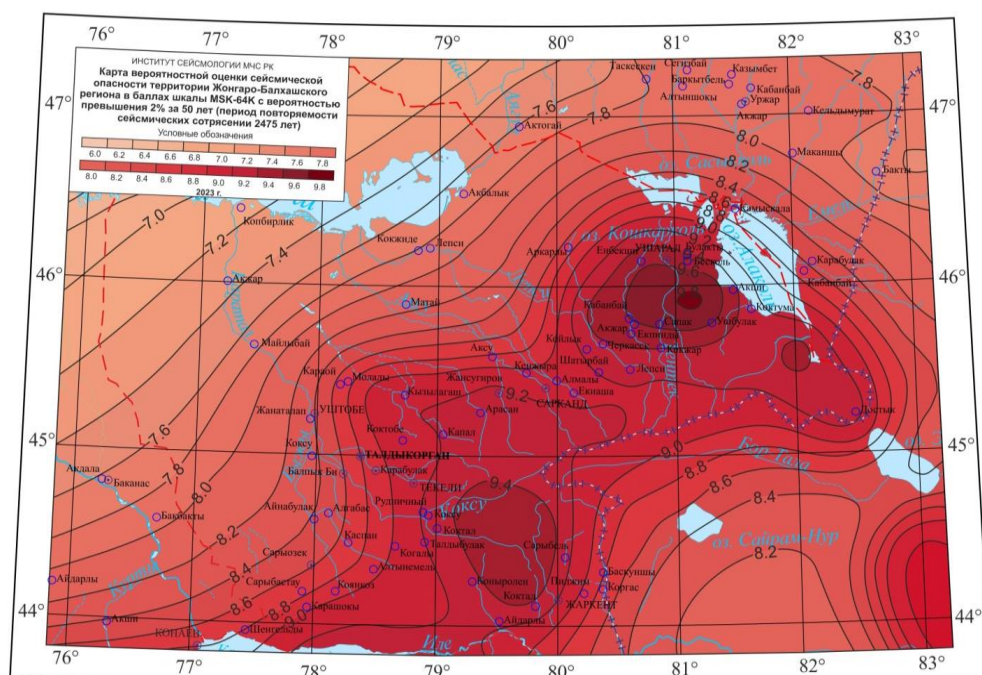


Рисунок 3.36 - Карта вероятностной оценки сейсмической опасности территории Жонгар-Балхашского региона в баллах шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения 2 % за 50лет (период повторяемости сейсмических сотрясении 2475 лет).

Карты, описывающие сейсмическую опасность с помощью макросейсмических показателей последствий землетрясений – баллов по шкале MSK-64(K), дают информацию о фоновой сейсмической опасности района строительства и позволяют оценить возможные макросейсмические последствия прогнозируемых землетрясений. В соответствии с методикой Еврокод 8, данные карты рекомендовано разрабатывать именно для этих двух периодов повторяемости (475 и 2475 лет) интенсивности сотрясений.

Карта для периода повторяемости интенсивности сотрясений 475 лет имеет уровень риска 10 % за 50 лет, что вытекает из следующего:

Математическая модель, используемая при описании статистики землетрясений и частоты их возникновения представлена статистикой Пуассона и ее основным уравнением

$$P[N = n] = \frac{\mu^n e^{-\mu}}{n!} \text{ or } P[N = n] = \frac{(\lambda \cdot t)^n e^{-\lambda \cdot t}}{n!} \quad (3.3.4.8)$$

В частном случае, это уравнение описывает, вероятность того, что за время t , случится $N=n$ землетрясений определённой интенсивности и характеризуемых частотой (средним количеством землетрясений в год) возникновения λ .

Допустим, нас интересует вероятность того, что за время $t = 50$ лет, произойдет $N = 1$ землетрясений определенной балльности, характеризуемых, по результатам ретроспективных наблюдений, периодом повторяемости $T = 475$ лет, т.е. $\lambda = 1/T_R = 1/475 \text{ лет}^{-1}$.

Подставляя эти цифры в уравнение (3.3.4.8), получим следующее значение вероятности такого события

$$(1/475 \cdot 50)^1 \cdot e^{-(1/475 \cdot 50)} / 1! = 0.094746065921290, \text{ т.е. примерно } 9,47\% \quad (3.3.4.9)$$

Теперь, используя ту же формулу, посчитаем суммарную вероятность того, что за это же время $t = 50$ лет случится больше, чем одно землетрясение, например, 2, 3, 4 и так далее до математической бесконечности землетрясений, т.е.

$$P[N \geq 1] = P[N = 1] + \dots + P[N = \infty] = 1 - P[N = 0] = 1 - e^{-\lambda \cdot t} = 1 - e^{-t/T_R} \quad (3.3.4.10)$$

т.е. теперь считаем сумму

$$\begin{aligned}
 &P[N=1] + P[N=2] + P[N=3] + \dots P[N=\text{бесконечность}] = \\
 &0.094746065921290 + 0.004986635048489 + 1.749696508241744e-04 + \dots \\
 &+ 0 = 1 - e^{-50/475} = 0.099912373747741 \approx 10\% \quad (3.3.4.11)
 \end{aligned}$$

Т.е. существует 10 % вероятность того, что для сейсмических событий с повторяемостью в 475 лет, за 50 лет произойдет 1 и более землетрясений заданной интенсивности, в литературе, эта величина носит название-*вероятность превышения*.

На практике, в строительстве, проектировании дорог и других сооружений, часто двигаются в обратном направлении, т.е. установив так называемую вероятность превышения в $P=10\%$ для срока функционирования объекта строительства в $t = 50$ лет, строят карты для землетрясений заданной интенсивности (допустим в 9 баллов) с периодом повторяемости

$$T_R = -t / \ln(1 - P_{10\%}) \approx 474.56107 \text{ лет} \approx 475 \text{ лет} \quad (3.3.4.12)$$

а для $P=2\%$ в строительстве особо важных объектов

$$T_R = -t / \ln(1 - P_{2\%}) \approx 2474.91582 \text{ лет} \approx 2475 \text{ лет} \quad (3.3.4.13)$$

Таким образом, для строительства атомных электростанций например, должны выбираться районы характеризуемые землетрясениями с периодом повторяемости $T_R=2475$ лет, при этом в строительные нормы будет закладываться $P=2\%$ вероятность превышения единичного землетрясения заданной интенсивности (равной 9 баллов).

Отличие методики для вероятностных Карт (рисунки 3.35, 3.36) от методики ранее разработанных Карт заключается в следующем:

1. В предлагаемом варианте расчета сейсмической опасности используются, как площадные сейсмические источники, так и сейсмические источники в виде активных разломов, тогда как в предыдущем варианте использовались только площадные сейсмические источники.

2. В разработанном варианте при расчете сейсмической опасности используется современное программное обеспечение – постоянно обновляемая программа OpenQuake Engine (на основе учета современных научных достижений) с открытым доступом для пользователей.

Выводы по главе 3:

1. Рассматриваемый регион очень неоднороден по геолого-тектоническому строению. На востоке он представлен горной цепью Жонгарского Алатау, а западная часть включает часть обширной Прибалхашской впадины, т.е. в современной структуре верхней части земной коры региона четко выделяются два мегакомплекса: консолидированного (домезазойского) фундамента эпигерцинской платформы и альпийского чехла.

2. Приведено макросейсмическое описание последствий сильных и разрушительных землетрясений рассматриваемого региона и прилегающих сейсмоактивных зон. Приведен сбор и анализ карт изосейст, показано, что по историческим данным величина сейсмических воздействий на рассматриваемой территории достигала 8 баллов.

3. Составлены карты эпицентров сильных и слабых землетрясений с учетом их представительности на основе которых выделены основные сейсмоактивные зоны и приведена их краткая характеристика. Показано, что для изучаемого региона потенциальную сейсмическую опасность представляют сейсмоактивные зоны Южной Жонгарии, Боро-Хоро и Северного Тянь-Шаня.

4. Изучена объемная структура поля сейсмичности путем составления карт плотности сейсмического фона в слоях разной глубины. Сделан вывод о близвертикальном падении сейсмоактивного объема.

5. Изучено распределение сильных землетрясений в пространственно-временных координатах. Выделены две линейные зоны сейсмических источников, в пределы которых укладываются очаги всех землетрясений с $M \geq 6,1$. Во временных вариациях сейсмичности наблюдаются периоды активизации и затишья.

6. Изучена повторяемость землетрясений для всех основных сейсмоактивных зон, на основе чего определены параметры сейсмического режима: сейсмической активности A , угла наклона графика повторяемости землетрясений γ и скорости нарастания сейсмичности. Повышенными уровнями активности характеризуются районы: Боро-Хоро, Заилийско – Кунгейский и Южная Жонгария.

7. Приведены данные о механизмах очагов землетрясений, диаграммы параметров главных напряжений, типы подвижек в очагах землетрясений и др. В целом для всей территории преобладающий тип деформирования – одноосное сжатие в близмеридиальном направлении. В Жонгарии деформированное состояние среды определяется как сдвиговое.

8. С учетом данных последних лет созданы картографические модели комплекса параметров сейсмического режима, характеризующие особенности долговременной средней сейсмичности территории.

9. Приведены модели сейсмических источников (площадных и линейных) и методика их сейсмологической параметризации. Даны методы определения параметров сейсмического режима (a , b , $M_{\max}$, $h_{\max}$, $h_{\min}$ и др.) и механизмов очагов землетрясений (кинематические параметры активных разломов и др.).

10. Проанализирована зависимость конечных результатов расчета ВОСО от типа и характеристик используемых моделей сейсмического режима и затухания интенсивности сотрясений с расстоянием.

11. Показано, что учет адаптированных к местным сеймотектоническим условиям модель затухания приводит к вполне реалистичным оценкам сейсмической опасности и дает более детальную характеристику вероятностного поля интенсивности сотрясений, чем карты ОСЗ.

12. По результатам расчета построены Карты ВОСО (детального сейсмического зонирования) территории Жонгар-Балхашского региона в баллах макросейсмической шкалы MSK-64(K) с вероятностью превышения расчетной интенсивности 10 % и 2 % в течение 50 лет (средний период повторяемости 475 и 2475 лет соответственно) в масштабе 1:1 000 000.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа подводит итог исследованиям автора по изучению особенности сейсмичности и оценки сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона. Основным результатом исследований заключается в разработке и практическом применении методического комплекса для оценки сейсмической опасности изучаемого региона на основе геолого-тектонических материалов, исторических (макросейсмических) сведений о сильных землетрясениях и результатов длительных инструментальных сейсмологических наблюдений. При этом оценка сейсмической опасности региона проведена как по методике, использовавшейся при составлении нормативных карт сейсмического районирования, так и с учетом современных подходов с внесенными автором усовершенствованиями.

Основные результаты исследований сводится к следующему.

1. Рассматриваемый регион очень неоднороден по геолого-тектоническому строению. На востоке он представлен горной цепью Жонгарского Алатау, а западная часть включает часть обширной Прибалхашской впадины, т.е. в современной структуре верхней части земной коры региона четко выделяются два мегакомплекса: консолидированного (домезазойского) фундамента эпигерцинской платформы и альпийского чехла.

Новейшая структура региона имеет блоковый характер. Границы блоков проходит по разломам различной глубины, что широко развиты в пределах рассматриваемого региона и играют немаловажную роль в его тектоническом развитии и проявлении сейсмичности. Сопоставительный анализ геолого-тектонических особенностей с сейсмичностью показал генетическую связь землетрясений с зонами контрастных новейших тектонических движений и зонами глубинных тектонических разломов.

2. В качестве исходных данных для исследования общего характера сейсмичности и ее проявления на территории Жонгар-Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны, куда входит район исследований, была сформирована

информационная сейсмологическая база данных на основе макросейсмических материалов и данных региональных сейсмических каталогов для землетрясений различного уровня. Достаточно длинный период мониторинговых данных, их однородность и высокое качество, позволили статистически надежно выявить закономерности вариаций сейсмичности на больших пространственно-временных масштабах, а компьютерно-читаемая форма сейсмических каталогов позволила применять различные методы математической статистики для анализа мониторинговых данных.

Так, впервые изучена объемная структура поля сейсмичности путем разработки карт распределения плотности сейсмического фона в слоях различной глубины. В результате получено представление о трехмерном сейсмоактивном объеме, где сосредоточено подавляющее количество очагов слабых землетрясений. Этот объем можно представить в виде некоторой фигуры, которая сужается к низу и имеет наиболее погруженную часть, совпадающую в плане с Южной Жонгарией. Длина нижней части фигуры составляет околопримерно 300 км, а ширина – примерно 100 км. Этот объем, выделенный по данным о слабых толчках, может быть местом очагов возможных в будущем сильных землетрясений. На основании полученных результатов сделан вывод о близвертикальном падении сейсмоактивного объема.

На основе изучения распределения сильных землетрясений в пространственно-временных координатах выделены две линейные зоны сейсмических источников (сейсмолинеаменты), в пределы которых укладываются очаги всех землетрясений с $M \geq 6,1$.

Показано, что во временных вариациях землетрясений также имеется определенная упорядоченность – имеются периоды активизации и затишья в сейсмической деятельности отдельных сейсмоактивных зон. Указанная закономерность установлена по результатам статистических исследований временных вариаций сейсмичности на примере основных регионов СНГ, всей планеты, и сейсмоактивных зон Тянь-Шаня. Показано, что для сейсмического

процесса, наблюдаемая тенденция к группированию является скорее правилом, чем исключением. Сильные землетрясения возникают группами, которые на временной шкале разделены периодами покоя.

На основании полученных результатов сделан вывод, что развитие сейсмического процесса во времени и в энергетическом плане может быть представлено закономерной сменой периодов накопления и разрядки упругих деформаций, что может быть использовано на первом этапе долгосрочного прогноза возможных сильных землетрясений.

3. Для оценки сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона была использована современная методология, современные методы анализа, и полная сейсмологическая информация, имеющаяся для данного региона. Проведенный анализ количественных сейсмических параметров в вероятностной постановке, является новым направлением для Казахстана, он продолжает развиваться с учетом мировых достижений, реализованных в программе Open Quake Engine - открытом программном обеспечении для расчета сейсмической опасности и риска.

В настоящее время существуют несколько вариантов карт ВОСО (вероятностная оценка сейсмической опасности) территории Казахстана. Сравнение их между собой показывает, что хотя области высокой интенсивности сотрясений приурочены к одним и тем же зонам, однозначного соответствия между ними не наблюдается. В данной работе на примере Жонгар-Балхашского региона показаны причины этих различий и с учетом внесенных авторами методических новшеств удалось составить детальную карту ВОСО региона, отвечающих современным требованиям.

Для составления карты были выполнены: сейсмологическая параметризация очаговых зон; использовались не только модели площадных источников, но и линейные источники (активные разломы). Это позволило более реально представить картину сейсмичности и учесть изменчивость, связанную с различными методами моделирования. При этом, для расчетов

линейных источников использована база данных активных разломов Алматинской области, составленная в Институте сейсмологии МЧС РК.

На основании всего этого была проведена сейсмологическая параметризация площадных и линейных источников землетрясений.

Как известно, библиотека OpenQuake Hazard Library содержит несколько наиболее широко используемых (обобщенных) моделей затухания сейсмической интенсивности. Но, региональная модель затухания интенсивности сотрясений с расстоянием для территории Жонгар-Северо-Тянь-Шаньского и Каратау-Таласского регионов отличается от обобщенных моделей. Автору удалось обосновать и внести в расчет программы OpenQuake Engine региональные параметры, что позволило применительно к местным условиям.

4 С учетом указанных выше дополнений (в том числе параметров площадных и линейных источников, рассмотренных выше) и с помощью программного обеспечения OpenQuake Engine были рассчитаны и построены вероятностные карты оценки сейсмической опасности Жонгар-Балхашского региона для двух уровней вероятности 10 % и 2 % за 50 лет в баллах шкалы MSK-64(K), которые представлены в масштабе 1:1 000 000.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Могут быть учтены при разработке СНИПов для территории Республики Казахстан, ответственная организация (КазНИСА) использует как Карты вероятностной оценки сейсмической опасности в пиковых ускорениях грунта, так и Карты вероятностной оценки сейсмической опасности в баллах шкалы MSK-64 (K)

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Сейсмическое районирование территории СССР [Текст] / отв. ред. В. И. Бунгэ, Г. П. Горшков. – М.: Наука, 1980. – 307 с.
2. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии [Текст] = Seismicity and seismic zoning of Northern Eurasia: сб. науч. тр. / отв. ред. В. И. Уломов. – М.: Миннауки России, 1995. – Вып. 2/3. – 490 с.
3. **Попов, Г. В.** Исторический обзор землетрясений Ташкентского сейсмического района [Текст] / Г. В. Попов. – Ташкент: Гос. науч.-техн. изд., 1939.
4. Инструкция по проектированию гражданских и промышленных зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах [Текст]: внесена Сейсмол. ин-том АН СССР. – М.; Л.: Госстройиздат, 1940. – 28 с.
5. Технические условия проектирования зданий и сооружений для сейсмических районов [Текст]: утв. 30/XII 1948 г. – М.: Изд. и тип. Стройиздата во Владимире, 1949. – 41 с. – (М-во стр-ва предприятий тяжелой индустрии СССР. Техн. упр.; ТУ-58-48).
6. Положение по строительству в сейсмических районах (ПСП – 101-51) [Текст]: утв. гос. комитетом Совета Министров СССР по делам стр-ва 27 мая 1951 г. / ред. С. Ю. Дузенкевич. – М.; Л.: Госстройиздат, 1951. – 88 с.
7. Нормы и правила строительства в сейсмических районах (СН-8-57). [Текст]: утв. гос. комитетом Совета Министров СССР по делам стр-ва 9 авг. 1957 г. / ред. С. Ю. Дузенкевич. – М.: Госстройиздат, 1958. – 106 с.
8. Строительные нормы и правила [Текст]: СНиП, II-A, 12-69. – М.: Стройиздат, 1970. – Строительные нормы и правила, Ч. 2: Строительства в сейсмических районах, раз. А, гл.12. – 70 с.
9. Строительные нормы и правила Республики Казахстан [Текст]: СНиП РК 2.03-04-2001. – Алматы, 2002.

10. Строительство в сейсмических районах [Текст]: СНиП РК 2.03-30-2006. – Алматы, 2006. – 80 с.
11. **Сыдыков, А.** Сейсмический режим территории Казахстана [Текст] / А. Сыдыков. – Алматы: Гылым, 2004. – 270 с.
12. **Садыкова, А. Б.** Сейсмическая опасность территории Казахстана [Текст] / А. Б. Садыкова – Алматы: Хай Текнолоджи, 2012. – 267 с.
13. **Нурмагамбетов, А.** Методика оценки сейсмической опасности в количественных характеристиках сейсмических колебаний [Текст] / А. Нурмагамбетов, А. Сыдыков // Сейсмологические условия возникновения землетрясений. ВИНТИ. – 1987. – Деп. № 7095-B87.
14. Шацков В.И. Методика исследований при оценке сейсмической опасности территорий. Алма-Ата: Наука.1989 г. 207 с.
15. Sadykova, A. B. Seismic micro zoning of the territory of Almaty on a new methodological basis [Text] / A. B. Sadykova, N. V. Silacheva, N. P. Stepanenko // News of the NAS RK s. of geol. and tech. sc. – 2021. – Vol. 1, N 445. – P.127–134.
16. Silacheva, N. V. On the realization of seismic microzonation of Almaty (Kazakhstan) in ground accelerations based on the “continual” approach [Text] / N. V. Silacheva, U. K. Kulbayeva, N. A. Kravchenko // GeodesyandGeodynamics. – 2020. – Vol.11. – P. 56–63.
17. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана (Пояснительная записка к «Геодинамическому атласу Казахстана») [Текст] / под ред. Б. С. Ужкенова, Е. Нусипова. – Алматы, 2007. – 411 с.
18. Геодинамика и сейсмичность литосферы Каспийского региона (пояснительная записка к «Геодинамическому атласу Каспийского региона») [Текст] / под ред. Б. С. Ужкенова, Е. Нусипова. – Алматы, 2008. – 349 с.
19. Silacheva, N. V. Probabilistic seismic hazard assessment of Kazakhstan and Almaty city in peak ground accelerations [Text] / N. V. Silacheva, U. K. Kulbayeva, N. A. Kravchenko // Geod. Geodyn. – 2018. – N 9. – P. 131–141.

20. **Silacheva N.** Up-to-date detailed seismic zoning of regions in Kazakhstan (PGA case) [Text] // Reliability: Theory and Applications, Special Issue No 5 (75) Vol. 18, November 2023. DOI: <https://doi.org/10.24412/1932-2321-2023-575-275-282>
21. Строительство в сейсмических зонах [Текст]: СП РК 2.03-30-2017: свод правил Респ. Казахстан. – Астана: АО КазНИИИСА, 2017. – 237 с.
22. Probabilistic seismic hazard assessment for Central Asia [Text] / S. Ullah, D. Bindi, M. Pilz, [et al.] // Annals of geophysics. – 2015. – N 58(1). – S. 0103.
23. Cornell, C. A. Engineering seismic risk analysis [Text] / C. A. Cornell // Bull. Seismol. Soc. Am. 58. – 1968. – P.1583–1606.
24. OpenQuake engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model [Text] / M. Pagani, D. Monelli, G. Weatherill [et al.] // Seismol. Res. Lett. 85. – 2014. – P. 692–702.
25. **Сыдыков, А.** Оценка представительности землетрясений с $K \geq 12$ территории юга и юго-востока Казахстана [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова / Изв. АН КазССР. Сер. геол. Алма-Ата, 1988ю – 11 с. – Деп. 4.10.1988, № 2353.
26. **Сыдыков, А.** Блочно-циклическая модель сейсмического режима [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова // Тезисы докл. 2-го Междунар. геофиз. конгр. Казахстана 19-22 мая 1998 г. – Алматы, 1998. – С. 184.
27. **Сыдыков, А.** Сейсмотектоническое деформирование среды по данным о механизмах очагов землетрясений [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова, Н. Н. Полешко // ҚазҰТУхабаршысы = Вестн. КазНТУ. – 2007. – № 2. – С.12–17.
28. Новый каталог сильных землетрясений СССР с древнейших времен до 1975 г. [Текст] / под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
29. **Нерсесов, И. Л.** Детальное изучение сейсмического режима Казахстана и прилегающих территорий [Текст] / И. Л. Нерсесов, А. Нурмагамбетов, А. Сыдыков. – Алма-Ата: Наука, 1982. –160 с.

30. Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 1975-1987 гг. [Текст] / отв. ред. В. И. Щацилов. – Алма-Ата: Наука, 1990. – Ч.1: 1975-1982. – 202 с.; Ч. 2: 1983-1987. – 227 с.
31. **Уломов, В. И.** Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации [Текст] / В. И. Уломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М., 1995. – Вып. 2/3. – С. 9–26.
32. Каталог землетрясений Тянь-Шаня [Текст] / К. Д. Джанузаков, Р. Шукурова, А. А. Власова [и др.] // *Inlandearthquake*. – 1997. – Vol. 11. – P. 183.
33. Сейсмологическая база данных Центральной Азии как основа изучения региональных геодинамических процессов [Текст] / К. Е. Абдрахматов, З. А. Кальметьева, Н. Н. Михайлова [и др.]. // Напряженно-деформированное состояние земной коры. Геодеформационный процесс и сейсмичность. Тез. докл. Междунар. симп. – Бишкек, 2008. – С. 297–302.
34. **Михайлова, Н. Н.**, Калибровочная функция $\sigma(\Delta)$ для определения магнитуды MPVA землетрясений Северного Тянь-Шаня [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. П. Неверова // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. – Алма-Ата, 1986. – С. 41–48.
35. **Михайлова, Н. Н.** Энергетические и магнитудные характеристики землетрясений в практике сейсмических наблюдений на Северном Тянь-Шане [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. П. Неверова, Н. А. Калмыкова // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М., 1999. – С. 60–64.
36. **Аранович, З. И.** Методика расчета эффективности региональных сейсмических станций на примере Кавказа [Текст] / З. И. Аранович А. М. Ахалбедашвили, О. Д. Гоцадзе // Вопросы оптимизации и автоматизации сейсмических наблюдений. – Тбилиси, 1977. – С. 27–57.
37. **Михайлова, Н. Н.** Об эффективности системы сейсмологических наблюдений на северном Тянь-Шане [Текст] / Н. Н. Михайлова //

- Комплексные исследования на Алма-Алматинском прогностическом полигоне. – Алма-Ата, 1986. – С. 9–17.
38. **Ризниченко, Ю. В.** Проблемы сейсмологии [Текст]: избр. тр. / Ю. В. Ризниченко. – М.: Наука, 1985. – 406 с.
39. **Ризниченко, Ю. В.** Карты вероятностной интенсивности землетрясений [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 210, № 1. – С. 82–84.
40. **Уломов, В. И.** Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах [Текст] / В. И. Уломов, Л. С. Шумилина. – М.: ОИФЗ, 1999. – 57 с.
41. Прогноз сейсмических воздействий для целей детального сейсмического районирования (на примере г.Алма-Аты) [Текст] / Ф. Ф. Аптикаев, А. Нурмагамбетов, А. Сыдыков [и др.] // Вопросы инженер. сейсмологии. – 1982. – Вып. 23: Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. – С. 90–96.
42. **Михаилова, Н. Н.** Сейсмическая опасность в количественных параметрах сильных движений грунта (на примере г. Алматы) [Текст]: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук / Н. Н. Михайлова. – М., 1996. – 48 с.
43. Cornell, C. A. Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads [Text] / C. A. Cornell // Dynamic Waves in Civil Engineering. – London, 1971. – P. 473–488.
44. Explanation of Tianshan seismic intensity zoning map (scale 1:2000000) [Text]. – 1996. – 15 p.
45. Сейсмическое районирование Республики Казахстан [Текст] / [А. К. Курскеев, А. В. Тимуш, В. В. Шацков и др.]. – Алматы: Эврос, 2000. – 219 с.
46. Детальное сейсмическое районирование Алма-Атинского промрайона. [Текст] / А. К. Курскеев, А. Нурмагамбетов, А. В. Тимуш, А. Сыдыков //

- Новости науки Казахстана. Сер.: Развитие современной науки. Вып. 1. – Алма-Ата, 1993. – Вып. 1. – С. 21–24.
47. Сейсмическое районирование Тянь-Шаня [Текст] / А. К. Курскеев, А. В. Тимуш, А. Сыдыков [и др.] // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. – Алматы, 1997. – С. 35–44.
48. Оценка сейсмической опасности территории Тянь-Шаня [Текст] / А. К. Курскеев, А. В. Тимуш, А. Сыдыков А. [и др.] // Докл. МН-АН Респ. Казахстан. – 1998. – № 3. – С. 54–59.
49. Гусев, А. А. Некоторые вопросы методики общего сейсмического районирования. [Текст] / А. А. Гусев, Л. С. Шумилина // Сейсмичность и сейсмического районирование Северной Евразии. – М., 1995. – Вып. 2/3. – С. 9–26.
50. Сейсмическое районирование территории Мангистауской области. [Текст] / [Е. Нусипов, А. Б. Оспанов, А. В. Тимуш и др.]. – Алматы, 2004. – 88 с.
51. Сейсмическое районирование территории Актюбинской области [Текст] / [Е. Нусипов, М. М. Рахымбаев, Н. Б. Узбеков и др.]. – Алматы, 2006. – 99 с.
52. Merz, H. A. Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude frequency law [Text] / H. A. Merz, C. A. Cornell // Seismol. Soc. America Bull., 1973. – Vol. 63, № 6, pt.1. – P. 1999–2006.
53. Современные подходы к оценке сейсмической опасности для обеспечения экономической и экологической безопасности Казахстана [Текст] / Т. Д. Абаканов, А. Н. Ли, А. Б. Садыкова, Н. В. Силачева // Материалы Всемирного конгр. инженеров и ученых WSEC-2017. – Астана, 2017. – Т. 2. – С. 106–111.
54. Integrating Outcomes from Probabilistic and Deterministic Seismic Hazard Analysis in the TienShanIntegrating Outcomes from Probabilistic and Deterministic Seismic Hazard Analysis in the Tien Shan [Text] / I. Mosca, B. Baptie, S. Sargeant, R. T. Walker // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2019. – N 109. – P. 688–715.

55. Застройка территории города Алматы с учетом микрозонирования [Текст]: СП РК 2.03-31-2020. – Нур-Султан, 2020. – 61 с.
56. Программа Open Quake Engine [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [https://github.com/gem/oqengine/blob/master/doc/installing/windows.m](https://github.com/gem/oqengine/blob/master/doc/installing/windows.md)
[d](https://github.com/gem/oqengine/blob/master/doc/installing/windows.md). – Загл. с экрана.
57. Herrera, С. Руководство для семинара по программному обеспечению «Open quake» для Центральной Азии (2020 г.) [Текст] / С. Herrera, Т. Onur. – 2021. – 37 р.
58. 58 Central Asia Seismic Hazard Assessment (CASHA) “Complete” Catalog Of Earthquakes [Text] / Т. Onur, R. Gök, K. Mackey [et al.] // Lawrence Livermore Nat Lab. – 2021. – 828313:1–8.
59. **Landgraf A.** Active tectonics, earthquakes and palaeoseismicity in slowly deforming continents [Text] / Kuebler S., Hintersberger E., Stein S. // (eds) Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 432. N 1 (2017). P. 1-12. <http://doi.org/10.1144/SP432.13>
60. Сейсмическое микрорайонирование территории города Алма-Аты [Текст] / [Ж. С. Ержанов, В. И. Щацлов, А. Нурмаганбетов, и др.]. – Алма-Ата: Наука, 1982. – 112 с.
61. Сейсмогенерирующие зоны земной коры Казахстана [Текст] / А. В. Тимуш, Т. В. Тарадаева, Н. П. Степаненко [и др.] // Изв. Нац. АН Респ. Казахстан. Сер.: Геологии и техн. наук. – 2012. – № 5. – С. 45–57.
62. Геология и металлогения Джунгарского Алатау [Текст] / отв. ред. И. И. Бок. – Алма-Ата: Наука, 1966. – 254 с.
63. **Обручев, В. А.** Пограничная Джунгария [Текст]: отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906 и 1909 гг. на средства Том. технол. ин-та / В. А. Обручев. – Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – Т. 3: Географическое и геол. описание, вып. 2: Геол. очерк. – 292 с.
64. **Сваричевская, З. А.** К истории Балхаш-Алакольской впадины [Текст] / З. А. Сваричевская // Вестн. ЛГУ. – 1952. – № 7. – С.

65. **Курдюков, К. В.** Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау [Текст] / К. В. Курдюков // Природа. – 1953. – № 12. – С. 100–103.
66. **Афоничев, Н. А.** Новейшая тектоника и рельеф северного склона Джунгарского Алатау [Текст] / Н. А. Афоничев // Вопросы географии Казахстана. – Алма-Ата, 1960. – Вып. 7. – С.
67. **Войтович, В. С.** Природа Джунгарского глубинного разлома [Текст] / В. С. Войтович. – М.: Наука, 1969. – 191 с. – (Тр. АН СССР, геол. ин-т, вып. 183).
68. **Крестников, В. Н.** Новейшая тектоника Восточного Казахстана и Джунгарии [Текст] / В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер // Геотектоника. – 1967. – № 2. – С. 71–87.
69. **Тимуш, А. В.** Сейсмотектоника литосферы Казахстана [Текст] / А. В. Тимуш. – Алматы: Luxe Media Group, 2011. – 590 с.
70. **Суворов, А. И.** Глубинные разломы платформ и геосинклиналей [Текст] / А. И. Суворов. – М.: Недра, 1973. – 216 с.
71. **Wells, D. L.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement [Text] / D. L. Wells // Coppersmith K. J. Bull. Seism. Soc. Am. – 1994. – N 84. – P. 974 – 1002.
72. **Абдулин, А. А.** Геология и минеральные ресурсы Казахстана [Текст] / А. А. Абдулин. – Алматы: Гылым, 1994. – 400 с.
73. **Абдуллин, А. А.** Геодинамика земной коры Казахстана [Текст] / А. А. Абдулин, Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 176 с.
74. Геологическая карта Казахской ССР [Текст]: масштаб 1: 500000: юж.-Казахст. сер. / сост. А. К. Мясников. – М.: Аэрогеология, 1979. – 248 с.
75. **Самыгин, С. Г.** Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозоид Казахстана [Текст] / С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова // Литосфера. – 2019. – Т. 19, № 3. – С. 347–371.
76. **Зайцев, Ю. А.** Эволюция геосинклиналей [Текст] / Ю. А. Зайцев. – М.: Недра, 1984. – 208 с.
77. **Шлыгин, Е. Д.** Основные геоструктурные и металлогенические элементы

- Джунгаро-Балхашской складчатой системы [Текст] / Е. Д. Шлыгин, Н. К. Кудайбергенова, А. Е. Шлыгин // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1980. – № 1. – С. 14–28.
78. Отчет ДСР Алма-Атинского промрайона [Текст] / [А. Нурмагамбетов, А. В. Тимуш, А. Сыдыков и др.]. – Алматы: [б.и.], 1985. – 180 с.
79. Геология СССР [Текст] / гл. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1971. – Т. 40: Южный Казахстан: геол. описание. – Кн. 1. – 531 с.; Кн. 2. – 286 с.
80. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана [Текст] / Ж. С. Ержанов, А. К. Курскеев, А. В. Тимуш, Н. М. Чабдаров. – Алма-Ата: Наука, 1982. – 232 с.
81. **Афоничев, Н. А.** Тектоника [Текст] / Н. А. Афоничев // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. – Алма-Ата, 1966. – С. 150–160.
82. **Войтович, В. С.** Природа Джунгарского глубинного разлома [Текст] / В. С. Войтович. – М.: Наука, 1969. – 192 с.
83. **Паталаха, Е. И.** Геодинамика земной коры Казахстана [Текст] / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 176 с.
84. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии [Текст]: масштаб 1:1500 000 / авт.-сост. Л. В. Булыго; гл. ред. Н. А. Афоничев, Н. Г. Власов. – Л.: Мингео: ВСЕГЕЙ, 1981. – 8 л., в общ. рамке.
85. **Стрельников, С. И.** Результаты геологического и геоморфологического дешифрирования космических фотоснимков Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, Северного Тарима [Текст] / С. И. Стрельников, Н. А. Гусев, Н. В. Скублова // Исследование природной среды космическими средствами: геология и геоморфология. – М., 1973. – С. 88–93.
86. **Трифанов, В. Г.** Позднечетвертичный тектогенез [Текст] / В. Г. Трифанов. – М.: Наука, 1983. – 224 с.
87. **Ризниченко, Ю. В.** Сейсмический режим и сейсмическая активность [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Сейсмическое районирование территории СССР. – М., 1980. – С. 47–69.

88. **Михайлова, Н. Н.** Текелийские землетрясения в Казахстане в 2009 году [Текст]: очаг и воздействия / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вопросы инженер. сейсмологии. – 2010. – Т. 37, № 2. – С. 20–33.
89. Особенности сейсмичности и сеймотектонического деформирования земной коры Казахстана [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова, А. Ж. Жунусова, Н. Н. Полешко // Науки о Земле в Казахстане (Междунар. геол. конгр. МГК-33). – Алматы, 2008. – С.130–138.
90. **Сыдыков, А.** Сейсмический режим территории Казахстана [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова, А. Нурмагамбетов // Казахстанско-Рос. Междунар. конф.: «Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска». – Алматы, 2005. – С.105–110.
91. **Нұрмагамбетов, Ә.** Қазақстандағы жерсілкіністер [Текст]: себеп-салдары және сеймикалық қауіпсіздік / Ә. Нұрмагамбетов, А. Сыдықов, А. Б. Садыкова, – Нұр-Сұлтан: Жарқын ко, 2019. – 288 б.
92. **Ризниченко, Ю. В.** Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области распределения очага [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Изв. АН СССР. Сер.: Геофиз. – 1958б. – № 4. – С. 425–437.
93. **Шацлов, В. И.** Обоснование способа массового определения координат очагов местных землетрясений [Текст] / В. И. Шацлов // Прогноз землетрясений. – Душанбе, 1982. – № 2. – С.173–196.
94. **Сыдыков, А.** Мощность сейсмоактивного слоя территории Казахстана [Текст] / А. Сыдыков // Вестн. МОН Респ. Казахстан. – 2000б. – № 3. – С. 88–93.
95. **Шебалин, Н. В.** Сильные землетрясения [Текст]: избр. тр. / Н. В. Шебалин. – М: Изд. Акад. горных наук, 1997. – 542 с.
96. Сейсмическое районирование Казахстана [Текст] / [Б. М. Уразаев, Т. А. Акишев, А. Нурмагамбетов и др.]. – Алма-Ата: Наука, 1979. – 119 с.
97. Сейсмичность территории Узбекистана [Текст] / [В. И. Уломов, И. Б.

- Яковлева, М. С. Якубов и др.]. – Ташкент: Фан, 1990. – 343 с.
98. **Уломов, В. И.** Сейсмогеодинамика Средней Азии с позиции тектоники литосферных плит [Текст] / В. И. Уломов // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, 1990. – С. 218–228.
99. **Сыдыков, А.** Сейсмическое районирование территории юга и юго-востока Казахстана [Текст]: автореф. дис. ...канд. физ.-мат. наук / А. Сыдыков. – М., 1977. – 25 с.
100. **Сыдыков, А.** Закономерности накопления и высвобождения сейсмической энергии на примере некоторых сейсмоактивных зон [Текст] / А. Сыдыков // Докл. МН-АН Респ. Казахстан. – 1996. – № 5. – С. 56–60.
101. **Sydykov, A.** Regularities of seismic manifestation and longtime prediction of strong earthquake of the North Tien Chan [Text] / A. Sydykov // Proceedings of the 3-rd Inter. Symp. on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk Liblice, Czechoslovakia, 1985. – P.100–104.
102. Сеймотектоническая деформация земной коры Казахстана [Текст] / [А. Б. Садыкова, А. Сыдыков, Г. Я. Хачикян, Н. Н. Полешко]. – Алматы: Қазақ ун-ті, 2020. – 169 с.
103. **Власов, А. А.** Исследования сеймотектонической деформации на Северном Тянь-Шане [Текст] / А. А. Власов, Н. Н. Михайлова, А. Б. Садыкова // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. – Алма-Ата, 1984. – С.11–17.
104. **Полешко, Н. Н.** Механизмы очагов землетрясений и сеймотектоническое деформация земной коры Северного-Тянь-Шаня и Жонгарии [Текст]: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / Н. Н. Полешко. – Алматы, 2008. – 21с.
105. **Сыдыков, А.** Удельная мощность источников сейсмической энергии земной коры Казахстана [Текст] / А. Сыдыков // Докл. МОН Респ. Казахстан. – 2000а. – № 1. – С. 74–78.
106. **Ризниченко, Ю. В.** Проблемы детального изучения региональной сейсмичности [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Изв. АН СССР. Физика Земли. –

1969. – № 7. – С. 3–20.

107. **Ризниченко, Ю. В.** О методах построения карт сейсмической активности. [Текст] / Ю. В. Ризниченко, И. В. Горбунова // Сейсмическое районирование СССР. – М., 1968. – С. 71–83.
108. **Сыдыков, А.** Макросейсмика и оценка сейсмической опасности [Текст] / А. Сыдыков // Геология Казахстана. – 2000в. – № 5/6. – С.180–186.
109. **Нурмагамбетовым, А.** Некоторые вопросы детального изучения сейсмичности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии [Текст] / А. Нурмагамбетовым, А. Сыдыков // Детальное сейсмическое районирование. – М., 1980. – С.127–131.
110. **Сыдыков, А.** Сейсмическая опасность Северного Тянь-Шаня по комплексу геофизических и сейсмологических данных. [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова, П. Н. Горбунов // InlandEarthquake. Urumqi. – China, 2006. – Vol. 20, N 3. – P. 282–288.
111. **Сыдыков, А.** Оценка сейсмической опасности по комплексу геофизических и сейсмологических данных [Текст] / А. Сыдыков, А. Б. Садыкова, П. Н. Горбунов // Труды Междунар. науч.-практ. конф. «Естественно-гуманитарные науки и их роль в подготовке инженерных кадров». – Алматы, 2002б. – С. 235–239.
112. **Сыдыков, А.** Сейсмогенерирующие зоны по комплексу сейсмологических и геофизических данных [Текст] / А. Б. Садыкова, П. Н. Горбунов // Докл. Нац. АН Респ. Казахстан. – 2002а. – № 3. – С.51–56.
113. **Багров, Н. А.** Аналитическое исследование последовательности метеорологических полей посредством ортогональных составляющих. [Текст] / Н. А. Багров // Тр. ЦИП. – 1959. – Вып. 46(73). – С. 44–52.
114. **Харман, Г.** Современный факторный анализ [Текст] / Г. Харман. – М.: Статистика, 1972. – 486 с.
115. **Михайлова, Н. Н.** О механизмах очагов землетрясений Восточного Казахстана [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2005. – Вып. 2. – С.142–146.

116. **Михайлова, Н. Н.** Сейсмичность и характер напряженно-деформированного состояния в слабосейсмичных районах Казахстана [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2013. – Вып. 2. – С. 140–154.
117. **Завьялов, А. Д.** Наклон графика повторяемости как предвестник сильных землетрясений на Камчатке [Текст] / А. Д. Завьялов // Прогноз землетрясений. – Душанбе, 1984. – № 5. – С. 173–184.
118. **Уломов, В. И.** Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений [Текст] / В. И. Уломов // Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. – Ташкент, 1988. – С. 32–87.
119. **Востриков, Г. А.** К методике неотектонических и геодинамических исследований (Использование графиков повторяемости землетрясений при изучении геодинамики сейсмоактивных районов) [Текст] / Г. А. Востриков // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – М., 1988. – С. 5–66.
120. **Суворов, А. И.** Главные разломы Казахстана и Средней Азии [Текст] / А. И. Суворов // Труды геол. ин-та АН СССР. – 1963. – С. 75.
121. OpenQuake Hazard Library website [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://docs.openquake.org/oq-engine/master/openquake.hazardlib.gsim.htm>. – Загл. с экрана.
122. Геология СССР [Текст] / гл. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1971. – Т. 40: Южный Казахстан, Кн.1. – 531 с.; Кн.2. – 286 с.
123. **Войтович, В. С.** Природа Джунгарского глубинного разлома [Текст] / В. С. Войтович. – М.: Наука, 1969. – 192 с.
124. Allen, T. I. Intensity attenuation in active crustal regions [Text] / T. I. Allen, D. J. Wald, C. B. Worden // J. Seismology. – 2012. – N 16. – P. 409–433.
125. Intensity prediction equations for Central Asia [Text] / D. Bindi, S. Parolai, A. Oth [et al.] // Geophys. J. Int. – 2011. – N 187. – P. 327–337.
126. Allen, T. I. Evaluation of ground-motion modeling techniques for use in Global ShakeMap-A critique of instrumental groundmotion prediction equations, peak

- ground motion to macroseismic C 2011 The Authors, GJI, 187, 327–337
Geophysical Journal International C 2011 RAS Intensity attenuation model for
Central Asia 337 intensity conversions, and macroseismic intensity predictions
in different tectonic settings [Text] / T. I. Allen, D. J. Wald // U.S. Geological
Survey Open-File Report. – 2009. – N1047. – P. 114.
127. ‘Best Practices’ for using macroseismic intensity and ground motion-intensity
conversion equations for hazard and loss models in GEM1 [Text] / G. Cua, D. J.
Wald, T. I. Allen [et al.] // GEM Technical Report 2010–4, GEM Foundation,
Pavia, Italy, 2010. – P. 57.
128. Sørensen, M. Attenuation of macro-seismic intensity: a new relation for the
Marmara Sea region, northwest [Text] / M. Sørensen, D. Stromeyer, G. Grunthal
Turkey // Bull. seism. Soc. Am. – 2009. – N 99. – P. 538–553.
129. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана (Пояснительная
записка к «Геодинамическому атласу Казахстана») / Под ред. Б. С.
Ужкенова, Е. Нусипова. – Алматы, 2007. – 411 с.