

Казахский Национальный Исследовательский Технический Университет имени
К.И. Сатпаева

УДК 550.348.098.64(043) На правах рукописи

СИЫЛКАНОВА АКГЕНЖЕ ОРИШАНОВНА

**Особенности геологического строения и сейсмический режим Жонгаро-
Северо-Тянь-Шаньского региона**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:

Садыкова А.Б.

д.ф-м.н.

Ратов Б.Т.

д.т.н., профессор

Зарубежный научный консультант:

Sammonds P., PhD,

профессор, University

College London

Республика Казахстан

Алматы, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ.....	4
ОПРЕДЕЛЕНИЯ.....	5
ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	7
ВВЕДЕНИЕ.....	8
1 ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА.....	13
1.1 История геологического развития Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.....	13
1.2 Строение литосферы и сейсмичность Казахстана.....	15
1.2.1 Геофизическая характеристика структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии.....	15
1.2.2 Двумерные скоростные модели литосферы.....	17
1.3 Структура земной коры и верхней мантии исследуемого региона...	22
1.4 Геофизические критерии выделения глубинных разломов.....	25
2 ТЕКТОНИКА ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА.....	28
2.1 Структурно-вещественные комплексы консолидированного фундамента.....	28
2.2 Новейшие тектонические движения и сейсмичность Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.....	35
3 РОЛЬ АКТИВНЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА.....	39
4 МОДЕЛИРОВАНИЕ КУЛОНОВСКОГО ПЕРЕНОСА НАПРЯЖЕНИЙ НА АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ СЕВЕРНОГО-ТЯНЬ-ШАНЯ.....	47
4.1 Методика исследований.....	48
4.2 Количественный анализ и результаты расчетов долговременных параметров сейсмичности.....	54
4.3 Карта сейсмической опасности территории Северо-Тянь-Шаньского региона по данным моделирования переноса кулоновского напряжения.....	61
5 СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА	64
5.1 Информационная основа сейсмологических исследований.....	65
5.2 Эпицентральные поля очагов землетрясений.....	68
5.3 Распределение землетрясений по глубине залегания очагов.....	71
5.4 Количественная оценка сейсмичности и сейсмической опасности...	76
6 ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ТЕРРИТОРИИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО	

	РЕГИОНА.....	80
6.1	Долговременные вариации в количестве сильных землетрясений...	80
6.2	Суточные вариации в количестве слабых землетрясений.....	83
6.3	Сравнительный анализ геолого-геофизических и сейсмических параметров на территориях с наиболее и наименее выраженными суточными вариациями в числе землетрясений.....	96
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	103
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	105

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящей диссертации использованы ссылки на следующие документы и стандарты, нормативно-правовые акты:

- 1 Правила присуждения ученых степеней, утвержденных приказом МОН РК от 31 марта 2011 года №127.
- 2 Государственный общеобязательный стандарт образования Республики Казахстан послевузовское образование. Докторантура. ГОСО РК 5.04.034 – 2011.
- 3 Правила присуждения ученых степеней от 31 марта 2011 года №127; межгосударственные стандарты: ГОСТ 7.32-2001 (изменения от 2006 г.). Отчет о научно-исследовательской работе. Структура и правила оформления;
- 4 ГОСТ 8.417-81 Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы физических величин.
- 5 ГОСТ 7.1-2003. Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и правила составления.
- 6 ГОСТ 7.9-95 (ИСО 214-74) Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу Реферат и аннотация. Общие требования.
- 7 Концепция предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера и совершенствования государственной системы управления в этой области (Одобрена постановлением Правительства РК 23.11.2005 года № 1154).
- 9 Закон Республики Казахстан «О чрезвычайных ситуациях природного и техногенного характера» № 19-1 от 05.07.1996г.;
- 10 Протокольное решение №4 от 24 апреля 2008г. заседания Межведомственной государственной комиссии по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций «О готовности Государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций и населения Республики Казахстан к действиям при возникновении крупномасштабных землетрясений», и другими нормативными документами.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В диссертации в соответствии с ее целевой направленностью используются следующие основные понятия.

Землетрясение - подземные толчки и колебания земной поверхности, сдвиг тектонических плит.

Разлом (разрыв) – тектоническая деформация, сопровождаемая перемещением частей деформированного геологического тела относительно сместителя (разлома, трещины различной формы и наклона).

Активный разлом – разлом, движения по которому происходили однократно или многократно в течение последних примерно 100 тыс. лет (для тектонически подвижных областей) или 700 и более тыс. лет (для тектонически стабильных областей – платформ).

Геодинамическая обстановка – элемент тектоносферы: зона, обладающая специфическим от смежных зон глубинным строением, ансамблем тектонических структур, осадочных, магматических и метаморфических комплексов, возникших в строго определенных геодинамических (тектонических) условиях и связанных с ними полезных ископаемых.

Депрессия – область прогибания земной коры или впадины.

Земная кора – внешняя силикатная геосфера Земли, верхняя часть литосферы толщиной до 40-75 км, слагающая наружную твердую оболочку и перекрывающая мантию выше раздела Мохоровичича.

Консолидированная земная кора – слои континентальной земной коры, подстилающие осадочный слой.

Литосфера – силикатная оболочка Земли мощностью около 100 км, включающая мантию и кору и объединяющая жесткие слои, лежащие над пластичной астеносферой.

Мантийная струя (плюм) – восходящая ветвь столбообразного потока горячего мантийного вещества, движущегося из глубин мантии к поверхности Земли.

Мощность (толщина) слоя – это расстояние между его кровлей и подошвой. Различают: а) истинную мощность (М ист.), измеряемую по кратчайшему расстоянию; б) вертикальную мощность (М верт.), фиксируемую в вертикальной плоскости; в) видимую мощность, наблюдаемую в обнажениях.

Орогенез – горообразование как следствие столкновения литосферных плит. Ороген – горноскладчатое сооружение.

Складчатый (подвижный) пояс – глобальная тектоническая единица, характеризующаяся в течение всей ее эволюции высокой тектонической активностью, формированием магматических и осадочных комплексов.

Сейсмический режим - совокупность очагов землетрясений конкретного района (региона), рассматриваемая во времени, пространстве и по энергии.

Сейсмологический мониторинг – регистрация местных, близких и удаленных землетрясений природного и техногенного генезиса и изучение

сейсмического режима.

Оценка сейсмической опасности – важная первоочередная составляющая в комплексе мероприятий, направленных на снижение возможного ущерба от землетрясения, если оно произойдет.

Консолидированная кора – нижняя толща континентальной коры. В ней присутствуют два разноскоростных слоя: верхний гранито-метаморфический, сложенный гранитами и гнейсами, и нижний гранулитово-базитовый, сложенный высокометаморфизированными основными породами типа габбро или ультраосновными магматическими породами.

Неотектоника - новейшая тектоника, направление в геотектонике, посвященное изучению тектонических процессов, проявившихся в неоген-антропогеновое время.

Сейсмическое районирование - оценка потенциальной сейсмической опасности в сейсмоактивном районе.

Закон Кулона (Мора-Кулона) — математическая модель, описывающая зависимость касательных напряжений материала от величины приложенных нормальных напряжений.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

МОН РК – Министерство Образования и Науки Республики Казахстан

ЗК – земная кора

М – поверхность Мохоровичича

M – магнитуда землетрясения

MPV – магнитуда по вертикальным Р-волнам

M_S – магнитуда по поверхностным волнам

M_W – магнитуда по сейсмическому моменту

M_{max} – максимальная возможная магнитуда

K – энергетический класс землетрясения

K_{max} – максимальный возможной энергетический класс

A_{10} – сейсмическая активность

γ – угол наклона графика повторяемости

h – мощность сейсмоактивного слоя

ВОЗ – возможный очаг землетрясения

ОСР – общее сейсмическое районирование

МЧС РК – Министерство Чрезвычайных Ситуации Республики Казахстан

ЖСТШР - Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион

USGS – Геологическая служба США

SU – Satbayev University

СМУ – Совет молодых ученых

ГСЗ-МОВЗ - глубинное сейсмическое зондирование методом обменных волн землетрясений

МТЗ - магнитотеллурическое зондирование

ВМ - верхняя мантия

М - поверхность Мохоровичича (условная граница раздела земной коры и верхней мантии)

К – поверхность Конрада (условная граница раздела гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев)

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион находится в одной из самых высокосейсмичных зон Центральной Азии. В силу географических условий, на сейсмоопасных территориях Казахстана расположено примерно 60% жилищного фонда и промышленных объектов.

В недалеком прошлом на этой территории произошло три катастрофических землетрясения: в 1887г (Верненское $M=7.3$), в 1889 г (Чиликское $M=8.3$) и в 1911г (Кеминское $M=8.2$). При Кеминском землетрясении 1911г., на территории современного г. Алматы (тогда г. Верный) было разрушено 736 зданий, погибло около 50 человек. В настоящее время на этой территории развиты практически все отрасли промышленности, представленные более 1000 предприятиями.

Население составляет немногим меньше 3 млн. человек. Анализ сейсмической опасности и детальное сейсмическое районирование территории необходимы для осуществления сейсмической безопасности населения, при строительстве сейсмостойких сооружений и зданий, а также для других мероприятий, направленных на снижение риска и ущерба при разрушительных землетрясениях. Детальное изучение сейсмичности преследует как самостоятельную цель - для выяснения физических механизмов землетрясений, так и цель практического использования этих данных. В частности, наиболее важным с прикладной точки зрения является вопрос оценки сейсмической опасности изучаемой территории и прогноза возможных здесь сильных землетрясений. Решая эти задачи, необходимо ответить на ряд вопросов, а именно: установить характер распределения современной сейсмичности, глубинность очагов землетрясений, повторяемость землетрясений и сотрясений, оценить максимальную возможную энергию землетрясений, характер убывания сейсмической энергии с расстоянием и изучить закономерности развития сейсмичности в периоды подготовки сильных землетрясений. По этой причине, изучение сейсмической активности региона на постоянно расширяющейся экспериментальной базе данных и развивающихся теоретических знаний, актуально, поскольку это позволит усовершенствовать современные методы прогноза возможных здесь сильных землетрясений и создать более точные карты оценки сейсмической опасности для разработки строительных норм и правил (СНиП) для снижения сейсмического риска и сохранения жизни людей, что соответствует ряду Законов и Постановлений Правительства РК о сейсмической безопасности на территории Казахстана.

Объектом исследований в диссертации является земная кора сейсмоопасной территории Казахстана (Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион) в связи с сейсмичностью и сейсмическим режимом.

Предметами исследования являются количественные параметры сейсмичности, перенос тектонических напряжений Кулона, временные вариации параметров сейсмического режима.

Цель работы заключается в моделирование сейсмического режима территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона на основе разработки комплекса количественных параметров сейсмичности.

Задачи диссертации связаны с:

- Анализом материалов о геологическом и тектоническом строении Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, как среды, где зарождаются очаги землетрясений.

- Получением детальной геолого-геофизической характеристики тектонических разломов на изучаемой территории и их связи с сейсмичностью региона.

- Представлением методики моделирования кулоновского переноса напряжений на тектонических разломах, реализацией (впервые в Казахстане) компьютерной программы Coulomb 3.3 для расчетов кулоновского переноса напряжений, разработкой Карты оценки сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня по модели Кулона переноса тектонических напряжений и сравнительного анализа ее соответствия используемой в настоящее время Карты оценки сейсмической опасности Северо-Тянь-Шаньского региона в баллах макросейсмической шкалы интенсивности MSK-64 (К).

- Разработкой региональных картографических моделей долговременных параметров сейсмичности Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона на основе их количественной оценки.

- Исследованием временных вариаций в сейсмическом режиме Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.

Для решения поставленных задач необходимо:

- создать каталог представительных землетрясений для территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона на основе анализа и обобщения инструментальных и макросейсмических данных;

- реализовать модель Кулона переноса тектонических напряжений и оценить на ее основе сейсмическую опасность на наиболее сейсмоопасной территории региона.

- определить количественные параметры сейсмического режима изучаемой территории;

- изучить временные вариации параметров сейсмического режима и определить их количественные характеристики;

Методология – расчет параметров сейсмического режима территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона; моделирование процесса переноса тектонических напряжений Кулона, анализ временных вариаций параметров сейсмического режима; изучение макросейсмичности.

Инструменты исследований – программное обеспечение Coulomb3.3. (США, www.usgs.gov), ArcGIS&Esri (США), Surfer, Google Earth, MapINFO, CorelDraw, AdobePhotoshop и т.д.

Основные научные результаты, полученные в процессе исследований, заключаются в следующем:

1. Проведен аналитический обзор геологического и

тектонического строения территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, как среды, где зарождаются очаги землетрясений.

2. Установлено, что наибольшее количество землетрясений связано:

- с областями каледонской консолидации (в зонах неотектонической активизации), а внутри них – с массивами гранитоидов, расположенных в областях интенсивных новейших поднятий;

- с тектоническими разломами: в зависимости от ориентации главных разломов по отношению к морфоструктурам (продольные, поперечные и их пересечения); в большей степени с пересечениями разломов, затем – с продольными и наименьшая – с поперечными.

3. Разработаны картографические модели количественных долговременных параметров сейсмичности на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (карты эпицентров землетрясений, карта плотности эпицентров, карта плотности эпицентров по глубине залегания очагов, карта сейсмической активности), которые являются фактологической основой для оценки сейсмической опасности Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.

4. Разработана Карта оценка сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня с использованием модели Кулона переноса тектонических напряжений.

5. Изучено пространственно-временное распределение сильных землетрясений ($K \geq 12$) в разных зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона с 1880 по 2022 гг.; выявлена приуроченность этих событий к крупным тектоническим разломам, с формированием отдельных сейсмических блоков субширотного направления протяженностью до первых тысяч километров с чередованием периодов сейсмической активизации и затишья продолжительностью 20-25 лет. Изучены суточные вариации слабых землетрясений (от $K=5.5$ до $K=8.0$) в четырех зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (Северо-Тянь-Шаньской, Жонгарской, Халыктауской, Кетменьской); показано, что наибольшее различие наблюдается для Халыктауской и Северо-Тянь-Шаньской зон.

Научная новизна – впервые было смоделирован процесс переноса тектонического напряжения Кулона на активных разломах Северного-Тянь-Шаня с помощью программы Coulomb3.3 для территории Казахстана. Впервые получены результаты о суточной периодичности слабых землетрясений в различных зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.

Практическая значимость – результаты работы могут быть использованы при оценке сейсмической опасности региона в целях разработки Строительных Норм и Правил (СНиП), а также при разработке и усовершенствовании методов прогноза землетрясений.

Достоверность полученных результатов подтверждается публикациями в реферируемых научных журналах, входящих, в том числе, в библиографические базы данных Scopus и Web of Science.

Личный вклад автора – формирование сейсмологического каталога представительных землетрясений для территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона; расчет количественных параметров сейсмического режима изучаемой территории; моделирование процесса переноса тектонического напряжения Кулона на базе четырех активных разломов Северного-Тянь-Шаня; выявление и анализ долговременной периодичности в сейсмической активизации и затишье, а также суточной вариации на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона. Участие в выполнении ПЦФ: «Оценка сейсмической опасности территорий областей и городов Казахстана на современной научно-методической основе» 2021-2023гг., шифр Ф.0980.

Защищаемые положения:

1. Сейсмоактивными структурами Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона являются высоко-поднятые блоки (с абс. отм. от 2,5 до 4,5 и более км) докембрийского сиалического фундамента, сложенные разновозрастными интрузивными телами, рассеченными глубинными взбросо-надвигами. Наибольшая приуроченность землетрясений изучаемого региона связана с ориентацией главных разломов (продольные, поперечные и их пересечения) по отношению к морфоструктурам и зависимости этих разломов от глубины заложения. При этом, основная часть сильнейших землетрясений приурочена к мантийным разломам.

2. Моделирование по методике переноса Кулоновских тектонических напряжений на разломах позволяет определить влияние активных сегментов разломов (источника) на неактивные сегменты разломы (приемные) и окружающую местность и в будущем усовершенствовать картографические модели количественных долговременных параметров сейсмичности на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, а также улучшить методики прогнозирования возможных здесь сильных землетрясений.

3. Обнаруженная приуроченность сильных землетрясений к крупным тектоническим разломам Северо-Тянь-Шаньского региона, с чередованием периодов сейсмической активизации и затишья продолжительностью 20-25 лет, является фактологической основой для реализованной в Институте сейсмологии методики долгосрочного сейсмического прогноза «Сейсмический цикл», основанной на квазициклическом изменении сейсмичности в сейсмоактивных зонах.

4. Суточные вариации в количестве слабых землетрясений, выделенные для отдельных регионов Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, представляют научную ценность для разработки физического механизма генерации землетрясений.

Апробация результатов исследований

Основные научные положения диссертационной работы докладывались:

- на 9-ом Казахстанско-Китайском международном симпозиуме «Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии», (г.Алматы, сентябрь 2017г.);

- на международной научно-практической конференции «XII Международная сейсмологическая школа "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных»», (г.Алматы, сентябрь 2017);
- на международной конференции «EAGE Инженерная и рудная геофизика», (г.Алматы, 23-27 апрель, 2018);
- на международной конференции «30 years after Spitak Earthquake: Experience and Perspectives» (г.Ереван, декабрь 2018г.);
- на СМУ ИГиНГД (2023г.);
- в Институте сейсмологии МЧС РК (2023г.).

В период с 1 по 31 октября 2019 года была пройдена научная стажировка в University College London, г. Лондон, Англия, под руководством профессора, доктора Sammonds Peter.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 12 научных статьях, в т.ч. 1 статья опубликована в журналах, входящих в базу данных Scopus и Web of Sciences, 1 статья в изданиях, рекомендованном ККСОН МОН РК и 10 публикаций – в трудах международных конференций, казахстанских и зарубежных.

Благодарности.

В заключении считаю своим долгом выразить благодарность научным консультантам за постановку задачи, конструктивные и ценные профессиональные советы и рекомендации: доктору технических наук, профессору, зав. кафедрой Геофизики КазНИТУ Ратову Б.Т., зарубежному руководителю профессору Лондонского Университета Sammonds Peter, а также д.ф.-м.н., академику Евразии, зав. лаб. Региональной сейсмичности Садыковой А.Б., которая на протяжении всего периода обучения была моим научным руководителем и наставником, к сожалению, скорпостижно ушедшая из жизни в 2022 году.

Автор выражает отдельную благодарность за ценные советы и консультации по улучшению содержания, и структуры диссертации академику МАИН и МАНЭБ, доктору геолого-минералогических наук Абдуллаеву А.У., зам. директора ИС МЧС РК Узбекову Н.Б., к.т.н. Степаненко Н.П., д.ф.-м.н., Хачикян Г.Я., председателю совета молодых ученых ИГиНГД Акпанбаеву Р., ученому секретарю специализированного диссертационного совета Ауелхан Е.С., всему коллективу ТОО Института сейсмологии МЧС РК, в том числе Куриловой О., и всему коллективу кафедры Геофизики КазНИТУ, а также доктору геол.-минер. наук, ассоц. профессору Истековой С.А.

1 ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА

Геологическое строение региона изучалось многими учеными, как в Казахстане, так и в сопредельных зарубежных странах. По их материалам [1-42] проведен аналитический обзор и обобщение результатов относительно истории геологического развития региона, особенностях его геологического строения, структуры земной коры и верхней мантии, геофизических критериев выделения глубинных разломов, к которым, как правило, приурочены очаги землетрясений.

1.1 История геологического развития Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона

Современные горные хребты, образующие Тянь-Шань, возникли в конце олигоцена и главным образом в неогене в результате вторичного орогенеза, охватившего обширную область внутренней Азии после закрытия океана Тетис и коллизии Индостана с Евразией. В контурах горного сооружения Тянь-Шаня хорошо обнажены древние палеозойские складчатые пояса. Домезозойские образования, обнажающиеся в пределах западного Тянь-Шаня, традиционно делятся на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. Северный и Срединный Тянь-Шань представляют собой части Киргизско-Казахского континента, или Палеоказахстана, окончательная амальгамация которого произошла к концу ордовика. В середине палеозоя был в основном сформирован верхний структурный этаж Палеоказахстана, для которого в Срединном Тянь-Шане характерны открыто-морские шельфовые карбонатные фации верхнего девона — нижнего карбона, тогда как в Северном типичны неполные разрезы этого интервала с красноцветными песчаниками [1-10].

Представления о строении *Северного Тянь-Шаня* сформулированы в 1930–1940-х годах в работах Д.В. Наливкина, В.И. Попова, В.А. Николаева и коллег. Характерными чертами Северного Тянь-Шаня являются деформированные офиолиты и вулканические толщи нижнего палеозоя с фрагментами допалеозойской континентальной коры и залегающие на них с угловым несогласием терригенные, вулканогенные и карбонатные образования среднего и верхнего палеозоя, сохранившиеся локально и дислоцированные в конце палеозоя. Таким образом, в строении Северного Тянь-Шаня участвует каледонский фундамент Палеоказахстана и его верхнепалеозойский чехол, вовлеченный в герцинские коллизионные деформации. Южная граница Северного Тянь-Шаня обычно проводится по Таласо-Ферганскому сдвигу в западном секторе Тянь-Шаня и по линии Николаева, или Терской разлому, в центральном секторе [11-16]. К Северному Тянь-Шаню иногда относят также Каратау-Таласский блок, который выделяется между Киргиз-Терской офиолитовой полосой на северо-востоке и Таласо-Ферганским сдвиговым швом

на юго-западе в хребтах Малый Каратау и Таласский. В современных реконструкциях Каратау-Таласский блок изображают как отдельный микроконтинент в раннепалеозойском Терской океане. Докембрийское основание блока известно в Малом Каратау, где вскрываются верхнерифейские красные строматолитовые известняки, песчано-глинистые турбидиты и косослоистые песчаники. Характерной чертой разреза Каратау-Таласского блока является развитие мощных терригенных толщ, которые считаются рифейскими, и присутствие на вендском уровне диамиктитов, выше которых (верхний венд — нижний ордовик) сформирован непрерывный разрез известняков и доломитов шельфового комплекса мощностью более 2000 м. Нижний кембрий включает промышленный горизонт фосфоритов.

В Северном Тянь-Шане распространены вулканические толщи нижнего и среднего девона, представленные андезитами, дацитами и риолитами, а также бимодальными вулканитами, которые переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Девонских известняков в Северном Тянь-Шане нет, осадочный чехол континента начинается нижним карбоном, который представлен красноцветными алевро-песчаными, галечными и реже карбонатными отложениями умеренной мощности. Вулканиты ассоциируют с интрузиями монцитонитов и гранитов, которые при геологической съемке часто картировались как карбоновые или раннепермские из-за их сходства с последними по составу и отсутствию деформаций. В последние десятилетия было установлено, что целый ряд интрузий и связанных с ними месторождений, которые традиционно картировались как раннепермские, имеют девонский возраст [17-21]. Эти интрузии образуют в Северном Тянь-Шане вытянутый в субширотном направлении пояс. Так как этот пояс был расположен достаточно далеко от обеих активных окраин Палеоказахстана, для него предполагается внутриплитная обстановка формирования [22].

Джунгарский Алатау отделен от Тянь-Шаня Илийской впадиной и состоит из двух параллельных хребтов, сходных по характеру рельефа с северотяньшанскими. Джунгарский Алатау лежит в широтной зоне между 44 и 46° с. ш. и представляет не один, а два крупных хребта, идущих параллельно друг другу: Северный центральный хребет, общая протяженность с запада на восток составляет примерно 250 км, и Южный центральный хребет, протяженность которого превышает около 100 км. На западе Северный центральный хребет стыкуется с хребтом Каратау, имеющим самостоятельное значение. В западной части Южно центрального хребта расположен хребет Токсанбай, который протягиваясь далее на восток - северо-восток, приобретает название хребта Беджинтау [23]. Джунгарский антиклинорий - составляет основу горной системы Джунгарского Алатау, заключающий в своем ядре породы нижнего палеозоя, рифея и среднего протерозоя, смятые в систему сложных складок. В палеозое происходило складкообразование Джунгарского Алатау, основной складчатостью которой была герцинская. В послегерцинское время развились денудационные процессы, а в мезозое и палеогене

Джунгарский Алатау находилась в условиях платформенного режима с небольшой амплитудой колебательных движений. В неогене и в нижнечетвертичное время произошли поднятия, которые сопровождались разломами земной коры.

В итоге, верхней части земной коры в современной структуре, четко выделяются два крупнейших мегакомплекса, которые определяют важнейшие черты геологического строения, инженерно-геологических условий и морфоструктурного облика рассматриваемого региона: 1) мегакомплекс домезозойского (или эпигерцинского) фундамента, 2) мегакомплекс альпийского чехла. Мегакомплекс домезозойского (или эпигерцинского) фундамента представляет собой жесткую кристаллическую основу современной структуры земной коры, а мегакомплекс альпийского чехла – слабо сцементированные, нелитифицированные породы, характер деформации которых в значительной степени зависит от направления и интенсивности перемещения подстилающего фундамента [23, 24].

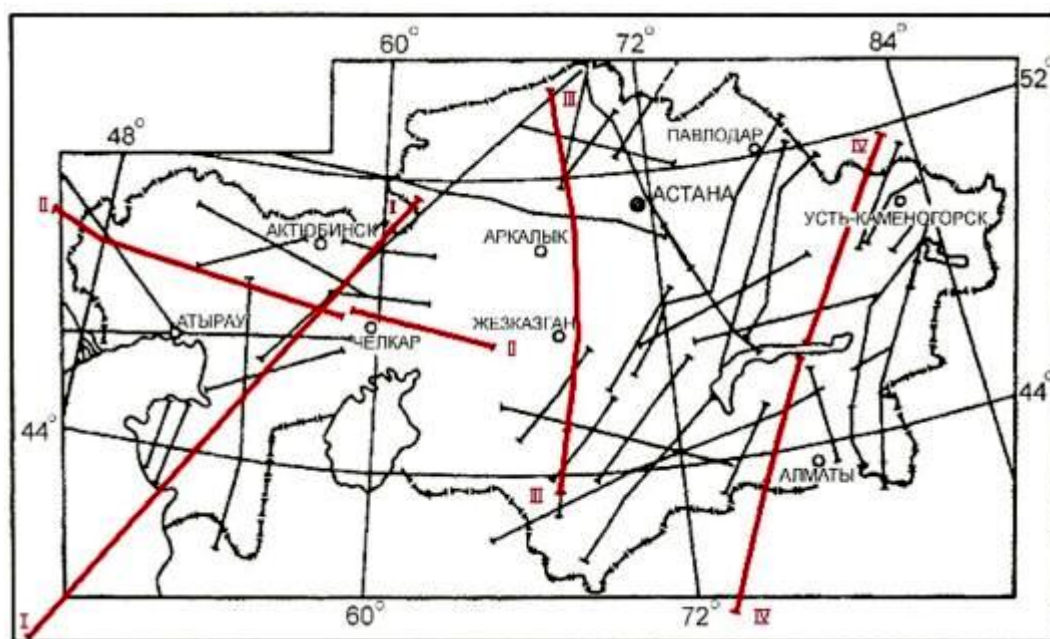
1.2 Строение литосферы и сейсмичность Казахстана

1.2.1 Геофизическая характеристика структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии

Сейсмичность горных и прилегающих равнинных районов Казахстана обусловлена их принадлежностью в геодинамическом отношении Евразийскому континенту, в пределах которого горообразование является следствием взаимодействия литосферных плит – Восточно-Европейской, Индостанской, Аравийской, Восточно-Сибирской, Таримской, Индо-Китайской и других. Сейсмоактивный орогенический пояс Казахстана обрамляет с юга и востока структуры молодой платформы – Туранскую плиту и Казахский щит. Отличительной чертой структуры горных сооружений является взбросовое коробление коровых блоков субширотных хребтов, а северо-западные виргации хребтов обусловлены поднятием блоков по трансрегиональным взбросо-сдвигами. Именно эти системы взбросов и взбросо-сдвигов сейсмоактивны. С ними связан ряд сейсмогенерирующих зон, к которым приурочены очаги сильных землетрясений [25-28].

В последние годы, благодаря развитию сетей сейсмометрии, выяснилось, что и в платформенных регионах, считавшихся ранее асейсмичными, происходят землетрясения. Таким образом, остро стоит проблема изучения влияния особенностей строения земной коры и всей литосферы различных тектонических сегментов Казахстана на уровень их сейсмической активности. В 60-70 годы в Казахстане, силами академических и производственных организаций, глубинные сейсмические исследования достигли максимального развития, в том числе и в сейсмоактивных районах. Однако, несмотря на большие объемы наблюдений ГСЗ, полезными для изучения сейсмоактивных регионов, характеризующихся осложненным

внутренним строением коры и рельефом дневной поверхности, оказались далеко не все профили, а только отработанные с трехкомпонентной системой наблюдений, по информативности отвечающей требованиям многоволновой сейсмоки. С этих позиций информативными оказались только профили ГСЗ, пройденные на южной и восточной части Казахстана и профили ГСЗ-МОВЗ по системе геотраверсов II класса. В совокупности они неравномерно покрывают платформенные территории Казахстана: редкая сеть на западе и в центральной части, более регулярная – на востоке (рисунок 1.1) [29].



I-I – Баку-Кустанай, II-II – Волгоград-Челкар-Тургайский, III-III – Каратау-Николаевка, IV-IV – Памир-Сарыташ-Саякский

Рисунок 1.1 – Обзорная схема профилей глубинного сейсмического зондирования в Казахстане из работы [29]:

Все материалы ГСЗ по территории Казахстана, признанные информативными, переобработаны с единых методических позиций, обобщены и представлены к настоящему времени в форме объемных Р-скоростных моделей земной коры юго-востока Казахстана. Основными экспериментальными и методическими составляющими созданной информационной базы являются: профили ГСЗ и ГСЗ-МОВЗ прошлых и последних лет, переобработанные на основе сибирской методики формирования скоростных моделей [30]; профильная сейсмическая томография [31] земной коры и верхней мантии орогенов на продольных и поперечных волнах, совмещенная и согласованная с ГСЗ; объемная сейсмическая томография тектоносферы Тянь-Шаня и прилегающих казахстанской, кыргызской и китайской территорий до глубины 500 км (разработка китайских ученых [32] при участии казахстанских и кыргызских); сейсмогравитационное моделирование [30-33], обеспечивающее конструирование скоростных, плотностных, изостатических и геометрических моделей

тектоносферы и их интерпретацию с позиций новой глобальной тектоники [34] и плюмтектоники [35]; совместная обработка и интерпретация материалов орогенов и платформенных территорий; современный уровень компьютеризации обработки геофизических данных.

1.2.2 Двумерные скоростные модели литосферы

Для петрофизической и геодинамической интерпретации слоев литосферы используются двумерные модели. Модели по профилям относятся к масштабу региональных. Их описание и сопоставительный анализ проводятся по слоям, принятые геофизические и петрофизические представления о которых [36] содержатся в таблице 1.

Таблица -1. Геофизическая характеристика структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии [29]

Структурно-вещественные комплексы стратифицированных и геофизических слоев коры и верхней мантии			Значения геофизических параметров	
			Скорость V_p , км/с	Плотность ρ , г/см ³
Платформенный чехол	Мезозойско-кайнозойский комплекс		4,0-5,2	< 2,55
	Палеозойский комплекс		5,2-5,6	2,55
Консолидированная кора	Гранито-гнейсовый (сиалический) верхнекорový слой	Вулканогенно-седиментный метаморфический комплекс	5,6-6,0	2,65
		Метаморфический сиалический комплекс	6,0-6,4	2,75
	Гранулит-гнейсовый (базитовый) среднекорový слой		6,4-6,8	2,85
	Гранулит-базитовый (ультрабазитовый) нижнекорový слой		6,8-7,2	2,95
	Переходный слой от коры к мантии (коромантийная смесь)		> 7,2*	3,05-3,15
Верхняя мантия	Активная	Для Казахского щита, эпи-платформенных орогенов и впадин	< 8,2*	≥ 3,25
		Для Туранской плиты и Прикаспийской впадины	< 8,0*	
	Нормальная	Для Казахского щита, эпи-платформенных орогенов и впадин	8,2-8,4	3,29
		Для Туранской плиты и Прикаспийской впадины	8,0-8,4	
	Высокоскоростная (высокоплотностная)		> 8,4	3,32-3,35

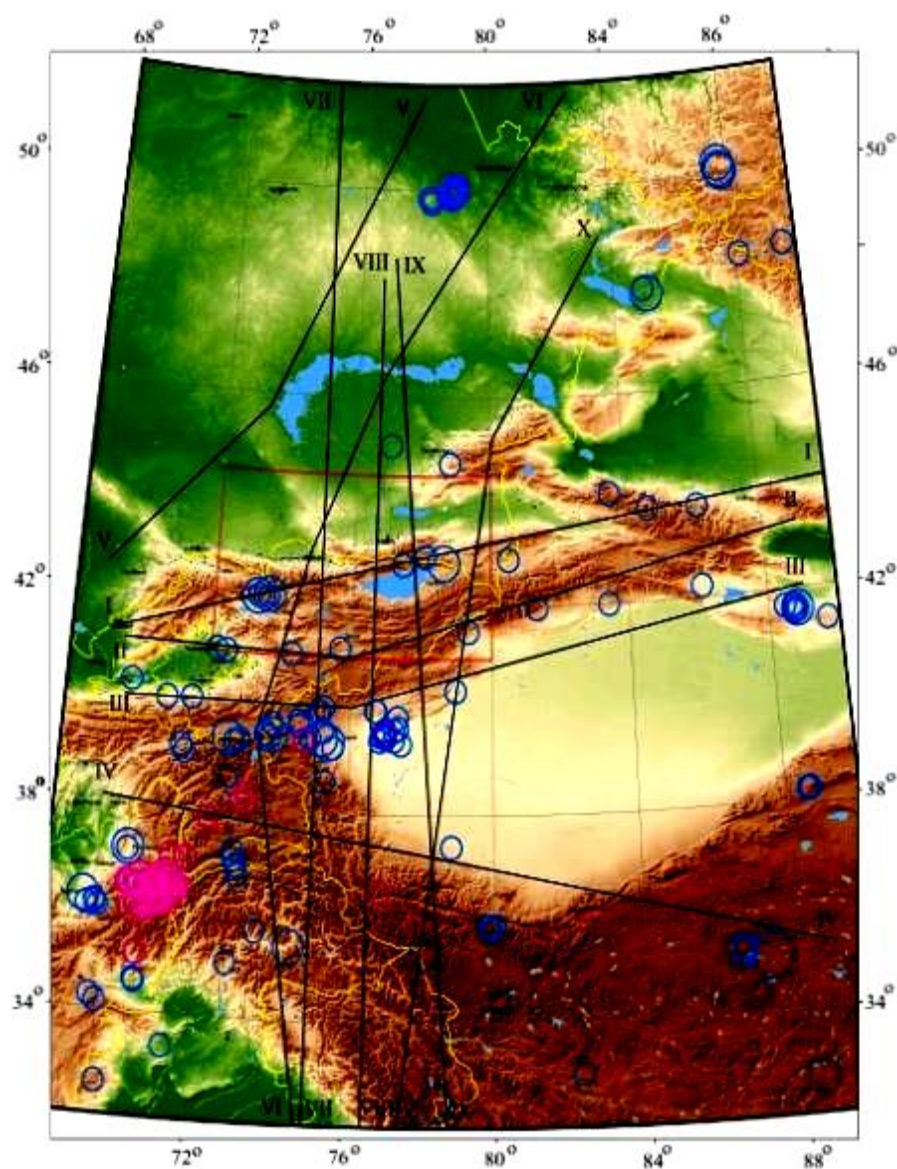
Примечание - *Численные значения V_p при переходе через границу Мохо от коромантийной смеси к активной мантии обычно четко не устанавливаются.

Двумерные структурно-скоростные модели составлены для всех геотектонических районов. На юго-востоке Казахстана они демонстрируют очень интересные с точки зрения сейсмотектоники зоны взаимодействия орогенов Тянь-Шаня с молодой платформой Центрального Казахстана в различных пересечениях, а на западе – глубинное строение типичных платформенных областей с различными модификациями плитных комплексов.

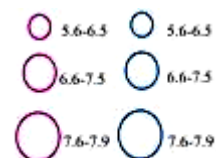
Система геотраверсов Р-скоростного моделирования литосферы Тянь-Шаня и Гиндукуша [37]. Исходной экспериментальной базой структурно-скоростного моделирования земной коры (в основном) и зоны её перехода к верхней мантии явились ретроспективные материалы ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ и современной профильной томографии [38]. Важной новой информацией, расширяющей наши представления о скоростной структуре литосферы Центральной Азии, явились данные детальной сейсмической 3D томографии мантии до глубины 500 км в пределах 30° - 50° N и 70° - 100° E [32]. Результаты по коре получены в абсолютных значениях скорости, по мантии – в избыточных (%) значениях относительно ее обобщенной одномерной модели. В этих условиях совмещение (кора+мантия) данных, оказалось наиболее просто реализовать не в 3D, а в 2D исполнении по выбранным направлениям (геотраверсам). Дополнительную новую информацию, представляющую интерес в комплексе с сейсмическими данными, составляют результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на Тянь-Шане [39].

С учетом изложенного, для выявления закономерностей изменения пространственного положения верхнемантийных скоростных аномалий (плюмов) на гипсометрических уровнях от самого нижнего до подошвы коры, скоростное моделирование литосферы (в абсолютных значениях V_p) проведено по четырем субширотным и шести субмеридиональным трансрегиональным геотраверсам (рисунок 1.2), совмещенным в плане с профилями МТЗ, расположенными на Тянь-Шане в пределах выделенного прямоугольника. Субширотные геотраверсы вдоль структур (с севера на юг) Северного (I), Срединного (II) и Южного (III) Тянь-Шаня, а так же по линии IV Афгано-Таджикская депрессия – Тибет (через Гиндукуш, Памир, Тарим), акцентированы на определение конфигурации и горизонтальных размеров плюмов по простиранию, а субмеридиональные V-X – вкрест простирания. Из них казахстанско-киргизский Тянь-Шань представлен частями геотраверсов VI-X с запада на восток, заключенными в пределах 40° - 44° N, Джунгария – геотраверсом X (43° - 46° N) [27].

Генерализованные Р-скоростные модели литосферы по геотраверсам (I, X) представлены на рисунке 1.3. Коровая часть моделей, помимо изолиний V_p с сечением 0,2 км/с, обобщенно (через 0,4 км/с) представлена цветовой гаммой соответственно геофизическим слоям, выделенным в результате сейсмогравитационного моделирования [40]. Самый верхний слой включает мезозойско-кайнозойский осадочный чехол и эродированную часть кровли палеозойского фундамента со значениями $V_p \leq 5,6$ км/с и $\rho < 2,6$ г/см³. Далее



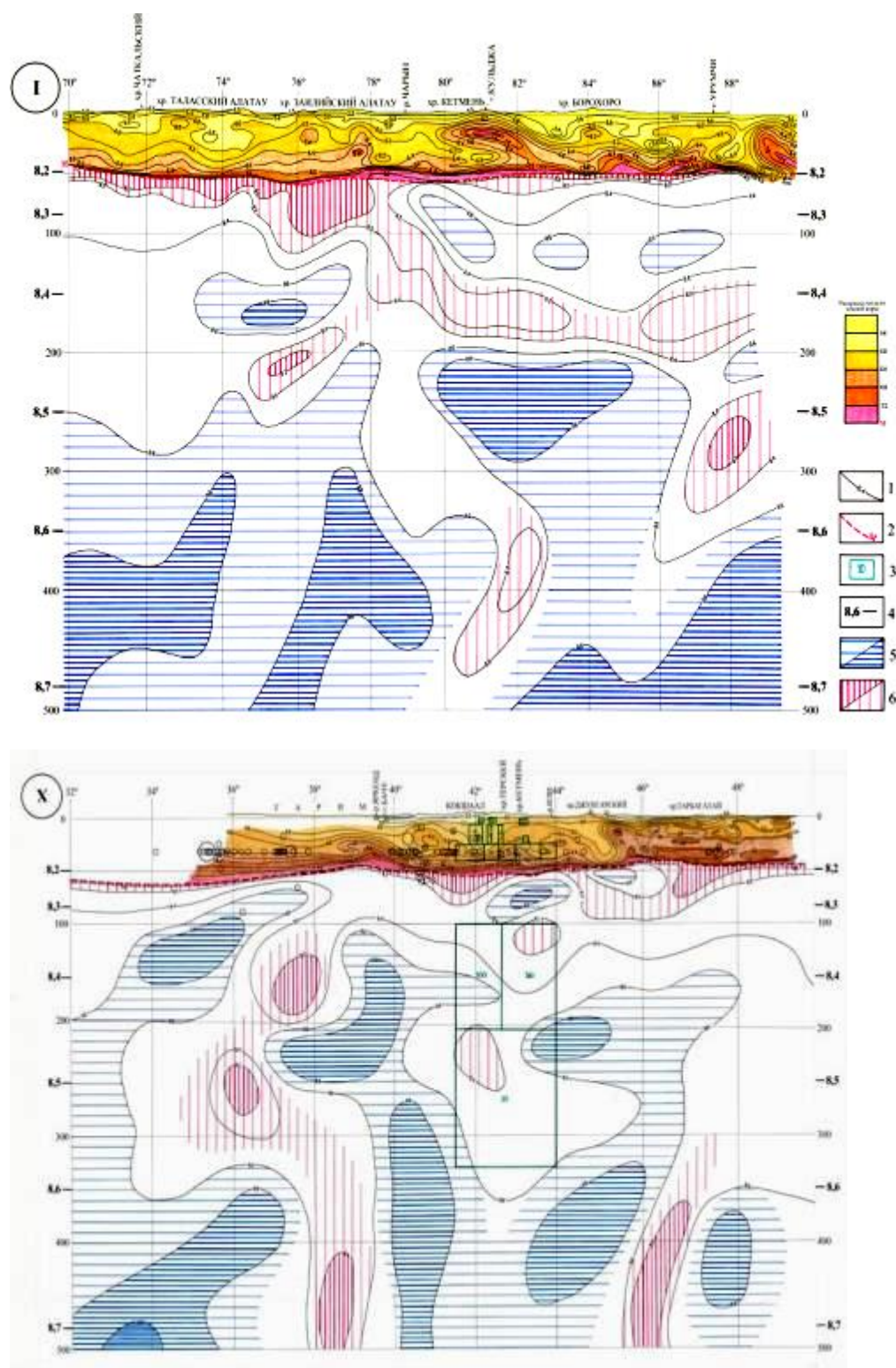
Магнитуда землетрясений мантийных коровых
за период 1973-2004 гг.:



I-I – Северо-Тяньшаньский, II-II – Срединно-Тяньшаньский, III-III – Южно-Тяньшаньский, IV-IV – Афгано-Таджикская депрессия-Тибет; субмеридиональные геотраверсы: V-V – Арысь-Балхаш-Славгородский, VI-VI – Памир-Сарыташ-Саякский, VII-VII – Меридиан 75°, VIII-VIII – Каскеленский, IX-IX – Иссыкский, X-X – Восточный.

В центральной части рисунка выделен участок магнитотеллурических зондирований, выполненных Научной станцией ОИВТ РАН.

Рисунок 1.2– Система геотраверсов Р-скоростного моделирования литосферы и эпицентры сильных землетрясений Центральной Азии: субширотные геотраверсы из работы [29]



I – геотраверс Северо-Тяньшаньский (41.25N, 69.167E; 44.083N, 90.00E). X – геотраверс Восточный (32.00N, 77.41E; 45.216N, 80.0678E; 49.00N, 83.667E).

1 – изолинии скорости, км/с; 2 – подошва земной коры; 3 – контуры низкоомных включений по данным электротомии, ом•м; 4 – значения V_p км/с одномерной модели континентальной мантии (нормальная мантия); 5, 5 – зона отклонений значений V_p относительно нормальной мантии: 5 – аномально (густая штриховка) и умеренно (редкая штриховка) повышенных; 6 – то же пониженных.

Рисунок 1.3 – Двумерные Р-скоростные модели земной коры и верхней мантии Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона из работы [29]

следует консолидированная земная кора, являющаяся одним из основных объектов моделирования, в пределах которого формируется подавляющее большинство очагов сильных землетрясений на Тянь-Шане. Она подразделяется на верхний сиалический (гранито-гнейсовый) и нижний базифицированный комплексы. Сиалический комплекс состоит из двух подслоев – верхнего, представленного палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, и нижнего, сложенного метаморфическими породами докембрия. Верхний подслой характеризуется значениями $V_p=5,6-6,0$ км/с и $\rho=2,65$ г/см³, нижний – $V_p=6,0-6,4$ км/с и $\rho=2,75$ г/см³. Базифицированный комплекс так же представлен двумя подслоями – верхним гранулитогнейсовым со значениями $V_p=6,4-6,8$ км/с, $\rho=2,85$ г/см³ и нижним гранулит-базитовым со значениями $V_p=6,8-7,2$ км/с, $\rho=2,95$ г/см³. Ниже консолидированной коры до подошвы (граница М) фрагментарно выделена коромантийная смесь со значениями $V_p>7,2$ км/с, $\rho=3,05$ г/см³.

Выводы. В результате структурно-скоростного моделирования литосферы Центрально-Азиатского региона по серии субширотных и субмеридиональных геотраверсов с учетом новых данных 3D томографии до глубины 500 км выявлено положение основных плюмовых каналов из нижней мантии, вплоть до подкорового уровня, которые главным образом влияют на геодинамическую обстановку и сейсмический режим сложного узла орогенов в пределах континентальной коры. Выявленные ранее особенности строения литосферы орогенов и прилегающих платформ заключаются в следующем [29]:

1) Под орогенами, в отличие от платформ, в мантии выделяются высокоскоростные субдуцирующие массы, интерпретируемые как верхнемантийные эклогитоподобные породы с избыточной плотностью, и низкоскоростные грибообразные структуры, интерпретируемые как верхнемантийный пиролитовый разогретый активный комплекс. Особенности взаиморасположения этих неоднородностей изучены до глубины 500 км. Высокоскоростные структуры, по-видимому, опускаются под действием силы тяжести на фоне нормальной мантии. Встречный тепло-массопоток облегченного вещества активной мантии ассоциируется с горячими плюмами. При продвижении вверх он дробится и растекается в подкоровом пространстве, способствуя выносу силикатов и утяжелению низов коры. В целом этот механизм может служить дополнительным объяснением тангенциального сжатия за счет «затягивания» платформенной коры под ороген.

2) Минимальными значениями скорости (5,6-6,4 км/с), плотности (2,6-2,75 г/см³) и, следовательно, прочности в верхней половине консолидированной коры обладают породы, входящие в состав сиалического комплекса палеозойского и докембрийского структурных этажей. Наибольшую мощность эти породы имеют в разрезах орогенных областей. В формировании сейсмического режима платформенных областей роль сиалического комплекса минимальна.

3) Породы базифицированного комплекса консолидированной коры, подстилающего сиалический, характеризуются повышенными значениями

скорости (6,4-7,2 км/с) и плотности (2,85-2,95 г/см³), свойственными мафическому ряду пород, отличающихся повышенной прочностью.

4) Границы между крупнейшими тектоническими зонами, принципиально отличающимися по глубинной структуре коры, можно отождествить с краевыми разломами глубокого заложения и большой протяженности, подчеркивая этим их потенциальную активность.

5) Повышенной сейсмической активностью обладают области контакта мощных блоков разного вещественного состава, особенно пород сиалического и мафического рядов, подстилаемых большими объемами активной подкоровой мантии, как это имеет место в Северо-Тянь-Шаньской и Кокшаал-Алайской областях сильнейших землетрясений.

1.3 Структура земной коры и верхней мантии исследуемого региона

Исходной экспериментальной основой двумерного и объемного структурно-скоростного моделирования земной коры и зоны ее перехода к верхней мантии послужили результаты переобработки с единых методических позиций и увязки региональных профилей ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, КМПВ, отработанных за весь период глубинных сейсмических исследований на территории Казахстана [38]. Как правило, переобработке подвергались первичные материалы: системы наблюденных годографов. Для орогенной территории Казахстана и Средней Азии, характеризующейся крайне редкой сетью профилей ГСЗ, системы годографов создавались по материалам региональной сейсмометрии [31]. Важной новой информацией о Р-скоростной структуре литосферы Центральной Азии в пределах 30°-50°N и 70°-100°E, явились данные сейсмической 3D томографии мантии до глубины 500 км [32]. В результате совместной обработки всех материалов получены данные о скоростных характеристиках земной коры по продольным и поперечным волнам на достаточно густой сети многократно пересекающихся профилей, послужившие экспериментальной основой для создания объемных скоростных моделей литосферы [41,42] и, на их основе, – структурных карт поверхностей различных слоев земной коры и верхней мантии.

Структурная карта Р-скоростного уровня 6,0 км/с (рисунок 1.4) на преобладающей части территории генерализованно отображает кровлю метаморфического сиалического комплекса, являясь внутренней границей гранито-гнейсового слоя консолидированной коры. По гипсометрическому уровню поверхности на восточной половине схемы четко вырисовывается слабоорогенная платформенная территория (Казахский щит), практически лишенная, за исключением ограниченных по площади впадин, осадочного чехла [43].

В пределах исследуемой территории гипсометрическое положение подошвы земной коры колеблется в пределах 42-60 км. Однако её аномально низкое положение от 48 км до 60 км отмечается только в узкой южной полосе

территории, занятой структурами хребтов Тянь-Шаня. Граница между Тянь-Шанем и преобладающей остальной приорогенной территорией примерно контролируется изогипсой 48 км. Гипсометрический уровень подошвы в предгорных впадинах варьирует, в основном, в пределах 44-46 км. По этому параметру (в отличие от других) не обозначается какая-либо устойчивая структурная закономерность, позволяющая дифференцировать территорию впадин по потенциальной сейсмичности. Тем не менее, с достаточной уверенностью можно не ожидать здесь землетрясений с максимальными магнитудами. Другой особенностью структуры подошвы коры, представляющей непосредственный интерес при поиске умеренных сейсмогенерирующих зон в комплексе с другими данными глубинной геофизики, являются локальные погружения в районе Баканаса (76°E , 45°N) до 48 км и Хантау (74°E , 44°N) до 50 км [29].

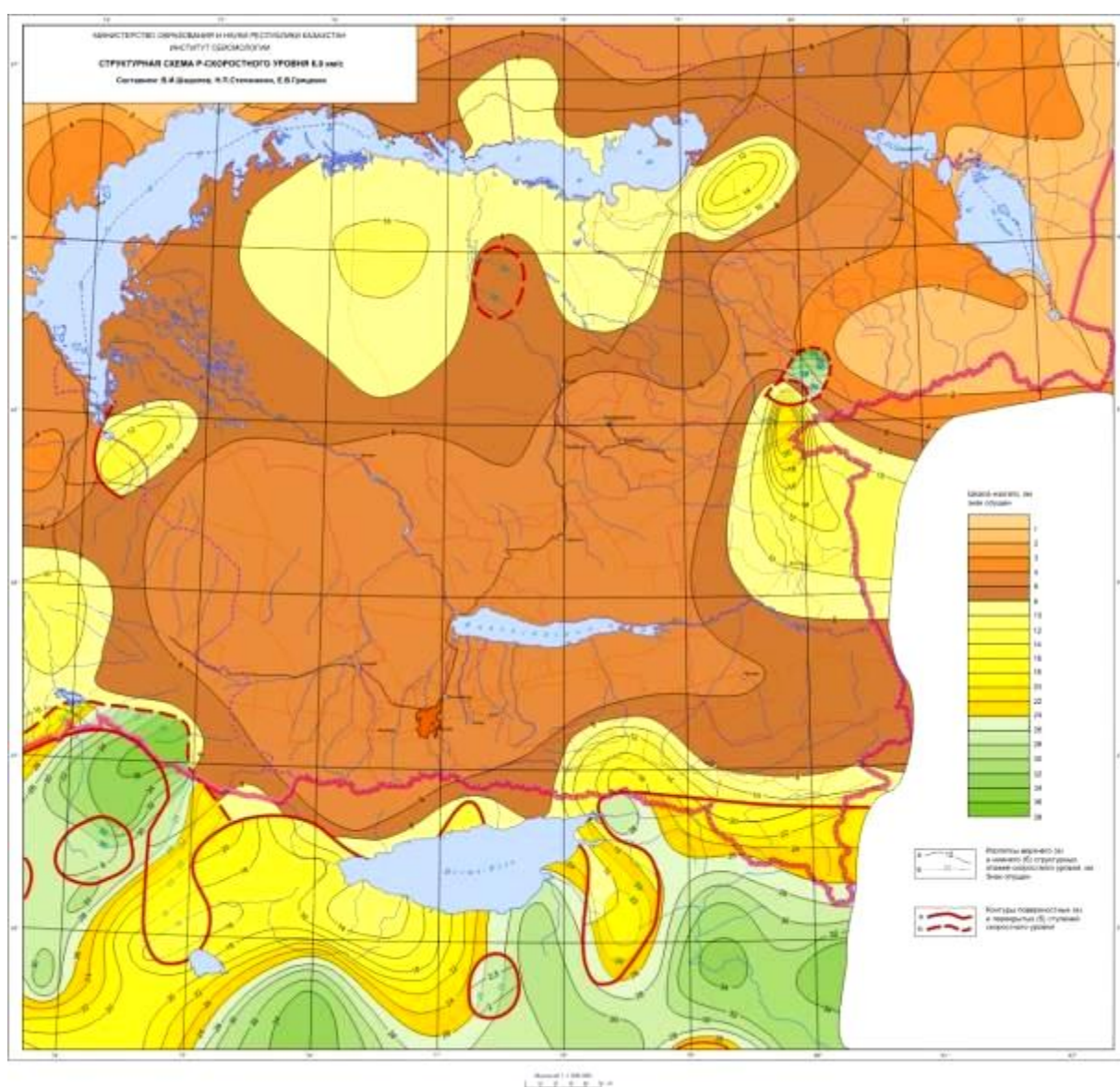


Рисунок 1.4 – Структурная схема Р-скоростного уровня 6,0 км/с [38]

Структурная карта мощности активной мантии. Понятие активной мантии и его экспериментальное обеспечение обоснованы в работах [28,44]. В мантии Тянь-Шаня выявлено сложное гетерогенное поле скорости (V_p), характеризующееся серией чередующихся неоднородностей, аномально высоко- и низкоскоростных по отношению к нормальным значениям (рисунок 1.5).

Неоднородности наиболее контрастны в зоне сочленения Тянь-Шаня с Памиром. При удалении от этой зоны на север и юг структура поля V_p упрощается. Высокотемпературные аномалии интенсивностью 1100°-1400°С приурочены к низкоскоростным неоднородностям ($V_p=7,6-8,2$ км/с). Они отличаются повышенной интенсивностью физико-химических преобразований, и отнесены к активной мантии, обуславливающих спектр геодинамических процессов [29].

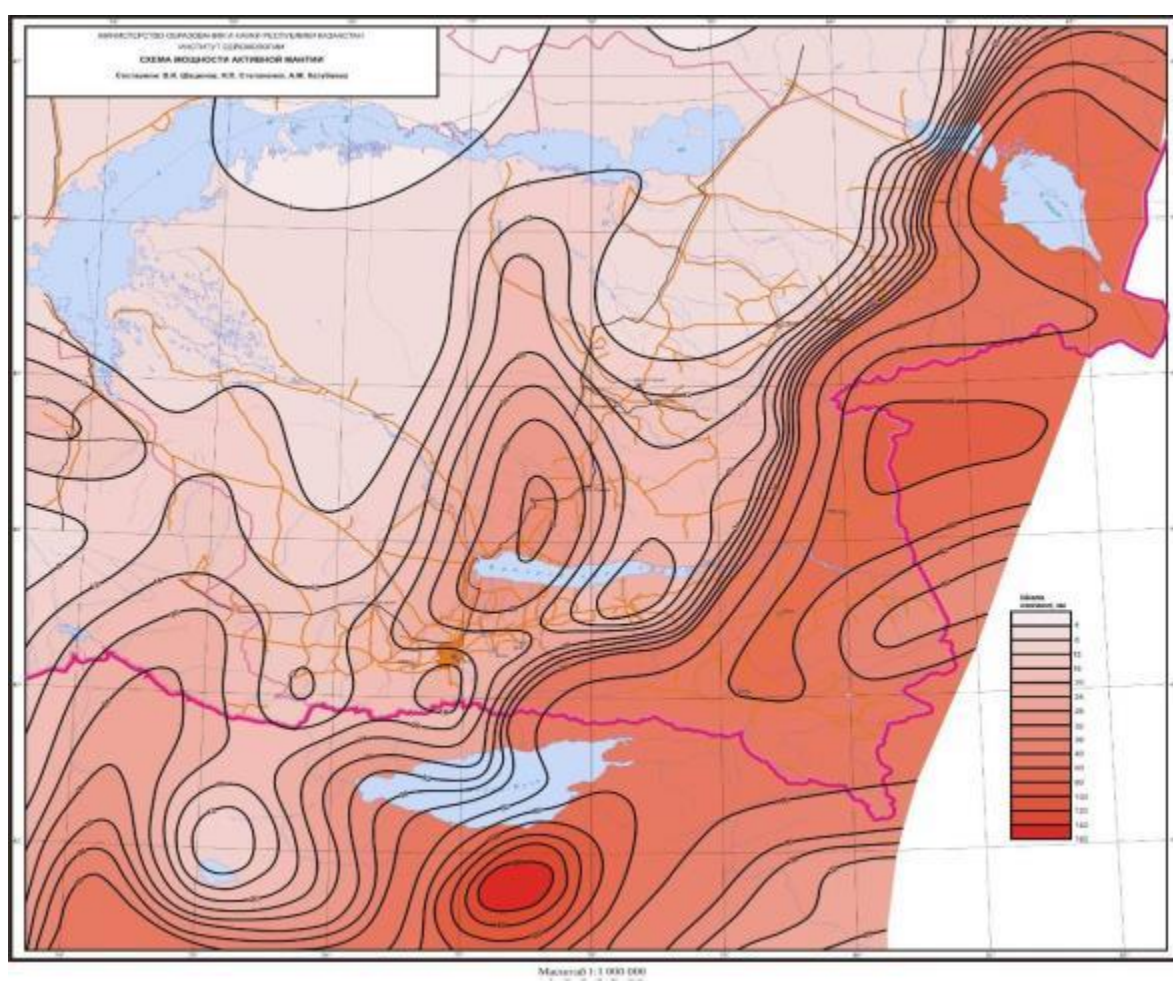


Рисунок 1.5 – Схема мощности активной мантии [38,28]

В результате сопоставления структуры активной мантии с пространственным режимом сейсмичности установлена устойчивая зависимость [29]:

- 1) очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$) фиксируются в пределах

орогенов, залегающие слоем повышенной мощности ($H > 10$ км) активной мантии.

2) Выявлено, что активная мантия отсутствует на асейсмичных территориях ($H = 0$ км), а в переходных зонах (от асейсмичного к высокосейсмичным) активная мантия постепенно исчезает ($0 \text{ км} \leq H \leq 10 \text{ км}$). Эти количественные характеристики мощности слоя (H) активной мантии явились исходными при ее картировании на фоне рельефа подошвы земной коры в пределах Казахстана и прилегающих сейсмоактивных территорий.

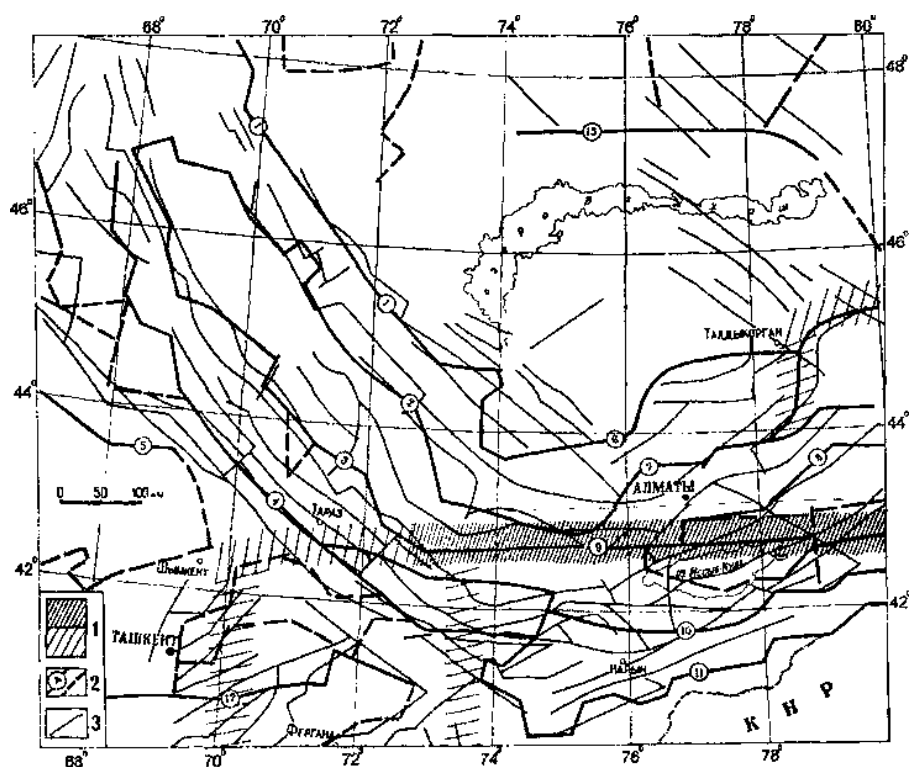
3) Подкоровая активная мантия в пределах платформ и орогенов юго-востока Казахстана характеризуется значениями 8,2, а нормальная – значениями 8,2. На юго-востоке, по внешней периферии территории Казахстана, установлены срезы подводящих тепломассопотоков из низов мантии на глубине 200 км и 280 км.

1.4 Геофизические критерии выделения глубинных разломов

Глубинная и энергетическая дифференциация сейсмогенерирующих зон на примере Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона методически осуществлена в два этапа, из которых первый посвящен трассированию разрывных нарушений, а второй – установлению их глубинной и энергетической иерархии по комплексу геофизических данных [45].

По геофизическим данным в земной коре выделено три системы разломов разной глубины заложения (рисунок 1.6). Первая система включает разломы, проникающие на всю мощность коры, до ее подошвы и, возможно, в мантию. Они названы сквозькоровыми. Вторая система объединяет разломы, развитые в пределах докембрийского сиалического цоколя гранито-гнейсового слоя и затухающие на глубинах до 15-20 км. Они названы верхнекоровыми. Третья система характеризует разломы, проявленные в палеозойском вулканогенно-осадочном комплексе. Глубина их заложения не превышает 5 км. Эти разломы названы приповерхностными [29].

Первая из этих зон, названная *Северо-Тянь-Шаньской*, трассируется севернее озера Иссык-Куль в широтном направлении (по широте 43°) на расстояние около 600 км от меридиана 73° на западе до границы с Китаем на востоке. Имеются геофизические предпосылки о продолжении зоны на территории Китая. На гипсометрическом уровне до 15 км от уровня моря по этой зоне разломов контактируют Восточно-Чуйская впадина и Киргизский сиалический блок, Кунгей-Заилийский сиалический блок и Иссык-Кульская впадина. Согласно объемной плотностной модели флексурно-разрывная зона сечет также гранито-гнейсовый, гранулитогнейсовый и гранулит-базитовый слои коры. В этой же зоне наблюдается флексурное погружение подошвы коры от 48 км до 57 км от уровня моря. Важной структурной особенностью Северо-Тянь-Шаньской зоны является то, что вдоль неё контактируют платформенный и орогенный сегменты коры, аномально различающиеся по строению,



1 – сквозькоровые флексурно-разломные зоны, выделенные по высоким горизонтальным градиентам силы тяжести первого (а) и второго (б) порядков; 2 – разломы в сиалическом цоколе гранито-гнейсового слоя до глубины 15-20 км первого (а) и второго (б) порядков (цифры в кружках):

1 – Жалаир-Найманский, 2 – Чуйский, 3 – Жезказган-Таласский, 4 – Каратау-Ферганский, 5 – Южно-Каратауский, 6 – Кокшаальский, 7 – Алтынэмельский, 8 – Северо-Кетменский, 9 – Северо-Тянь-Шаньский, 10 – линия Николаева, 11 – Атбаши-Иныльчекский, 12 – Северо-Ферганский, 13 – Бектаутинский;

Рисунок 1.6– Схема разломов на разных иерархических уровнях земной коры (составили П.Н.Горбунов, Н.П.Белоусова)

физическим параметрам и вещественному составу. Так, на интервале глубин 10-30 км приходят в соприкосновение обладающие повышенной жесткостью высоко-метаморфизованные сиалические породы гранито-гнейсового слоя и более пластичные базифицированные породы нижележащего гранулитогнейсового слоя. Приведенный комплекс физических, геотектонических и геологических параметров позволяет отнести Северо-Тянь-Шаньскую флексурно-разрывную зону в разряд геодинамически наиболее значимых глубинных структур региона. К области ее развития тяготеют все очаги сильных землетрясений, подчеркивая её очевидное сейсмогенерирующее значение. Другие выявленные разрывные сквозькоровые зоны проявлены в геофизических полях менее контрастно, потому что вдоль них контактируют хотя и различные по составу блоки коры, но значительно меньших размеров, чем в предыдущем случае. Эти зоны ориентированы, в основном, в меридиональном направлении. Одна из них приурочена к западным отрогам Джунгарского Алатау, отмечая контакт платформенного и орогенного

сегментов коры. Две другие зоны проявлены южнее Северо-Тянь-Шаньской зоны, примыкая к ней ортогонально вдоль меридианов 70° и $73,5^\circ$ [46].

Система верхнекоровых разломов развита в регионе широко, характеризуя степень дискретности геологической среды на уровне сиалического цоколя. Разломы этого порядка сосредоточены на территории Северного Тянь-Шаня. На обширной территории районов северного и южного Прибалхашья верхнекоровые разломы не проявлены. Это свидетельствует о монолитности данного геоблока, соответствующего, по-видимому, части выделяемого геологами древнего Балхашского срединного массива [47].

Верхнекоровые разломы сосредоточены в сиалическом цоколе. Их плановое положение и гипсометрический уровень определяются структурами второго порядка, в связи с чем глубина заложения не превышает 15-20 км. Геофизические данные не дают основания продолжать эти разломы на более низкие гипсометрические уровни. Простираения разломов соответствуют ориентировке основных геологических структур региона – субширотным и диагональным.

Выводы: При сопоставлении структурно-параметрических характеристик земной коры и верхней мантии с пространственным режимом сильных и умеренных землетрясений выявлены следующие закономерности [29]:

- 1) сейсмогенерирующие свойства выделенных зон разломов определяются их глубиной и мощностью активной мантии;
- 2) на территории орогенов с мощностью активной мантии более 10 км в окрестностях зон разломов фиксируются очаги землетрясений, магнитуда которых убывает с уменьшением глубины этих разломов;

Это дает возможность ранжировать все разломы, выделенные в пределах исследованной территории, по сейсмогенерирующим возможностям.

2 ТЕКТОНИКА ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА

В данной главе представлены результаты аналитического анализа и обобщения результатов о тектоническом строении изучаемого региона по материалам сотрудников Института сейсмологии, в т.ч. Тимуша А.В. [29], а также по материалам других известных авторов [48-57].

2.1 Структурно-вещественные комплексы консолидированного фундамента

Главным принципом тектонического расчленения является разделение территории по возрасту завершающей складчатости, в основе которого лежит совокупный историко-геологический анализ развития складчатых областей, учитывающий общую эволюцию земной коры, смену тектонических режимов во времени, проявление магматизма, стадийность формирования структур складчатых областей, переход их на платформенное или квазиплатформенное состояние [48].

Особенности геологического развития ЖСТШР позволяют выделить в нем две крупные системы разновременной складчатости, граница между которыми может быть проведена по Южно-Джунгарскому глубинному разлому. К юго-западу от него расположена Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская каледонская складчатая система, консолидированная в два этапа - в ордовике и силуре [49]. На северо-восток от упомянутого разлома лежит Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, консолидированная в три этапа (средний девон, ранний и средний карбон). Ниже приведено описание комплексов, установленных в пределах рассматриваемого региона (рисунок 2.1) [2,5,50].

Докаледонские (докембрийские) складчатые комплексы. Докарельский и карельский комплексы в горах Северного Тянь-Шаня распространены ограничено и подразделяются на две ниже-среднепротерозойские серии. К актюзской серии отнесены высоко метаморфизованные, нередко мигматизированные кристаллические сланцы общей мощностью 5500 м; породы смяты в узкую широтную антиклинальную складку, крылья которой падают под углами 50-70° на север и осложнены мелкими складками, структурами течения, будинажа. Амфиболиты кеминской серии так же смяты очень интенсивно, они облекают Актюзский блок, отделяясь разрывами; суммарная мощность 4300м.

В юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор выделены анрахайская свита нижнего-среднего протерозоя (гнейсы, амфиболиты, мигматиты, кристаллические сланцы) общей мощностью около 1700 м и каракамысская свита среднего протерозоя состоящая из двух толщ. Одна ее толща преимущественно сланцевая (мощность до 2500 м), а вторая гнейсово-

На южном склоне хр.Кунгей Алатау локально развиты две свиты раннекарельского комплекса. Байсорунская (мраморы, кварциты, сланцы); общая мощность около 2000 м., встречается в виде ксенолитов среди



Докарельский и карельский комплексы в Джунгарии представлены сарычабынской серией (коксуйская и косагашская свиты). Это преимущественно кристаллические сланцы кварцево-биотитовые, полевошпатовые, пироксеновые и др., реже гнейсо-биотитовые, роговообманковые, мусковитовые с редкими прослоями мраморов и амфиболитов, мощность серии 2600-3000 м.

Среднепротерозойские интрузии Чу-Илийских гор включают два комплекса, пространственно связанных с анрахайской свитой: первый – габбро-амфиболит-эклогитовый; гранитоидные тела межпластовые и трещинного типа второго комплекса прорывают тела первого. В Заилийском Алатау тела серпентинитов расположены среди гнейсов актюзской и кеминской свит [51].

Верхнепротерозойские и нижнерифейские образования исседонского комплекса тяготеют к выступам архейских и нижнепротерозойских комплексов. В Чу-Илийских горах они сложены метаморфизованными будинированными вулканогенно-осадочными толщами с углами падения 50-85°. В Кендыктасе – это слабо метаморфизованные вулканиты, осложненные мелкими пологими складками, обнаженные в ядрах антиклиналей или отдельных блоках.

На северном склоне хребта Терской Ала-Тоо этот комплекс сложен мощной терригенно-карбонатной толщей, в которой нижняя геосинклинальная часть (мощность около 2 км) целиком терригенная, верхняя (мощность 2,5 км) – существенно карбонатная. Для отложений характерен слабый метаморфизм в фации зеленых сланцев, отчетливые первичные структурные и текстурные признаки.

В Северной Джунгарии комплекс расчленяется на две свиты. Сууктубинская – существенно карбонатная; мощность 1200-1700 м. Текелийская свита представлена углистыми, глинистыми, карбонатными и кремнистыми сланцами; мощность 350-720 м. В зонах разломов намечается линейная ориентировка складчатости докембрийских пород, вне зон разломов углы наклона кристаллизационной сланцеватости и слоистости не превышают 20-50°, местами горизонтальные.

Среднерифейские интрузивные образования в Джунгарском Алатау выделены в басканский комплекс, где разгнейсованными биотитовыми гранитами сложены два массива среди отложений сууктубинской и сарычабынской свит [2].

Каледонские складчатые комплексы. Раннекаледонские (таконские) комплексы в пределах региона подразделяются на три структурных этажа. *Нижний структурный этаж*, сложенный верхним рифеем в Чу-Илийских горах и Кендыктасе представлен копинской свитой фельзит-порфиров, туфолов липарит-дацитового состава, сменяемых выше чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов и гравелитов суммарной мощностью 600-700 м. В западном Прибалхашье к позднему рифею условно отнесена орумбайская свита (порфириоиды, туфоиды кислого состава, игнимбриты, песчаники, сланцы, кристаллические известняки); мощность свиты 1500-3000 м.

В Заилийском, Кунгей и Терской Алатау верхний рифей подразделяется на три свиты. Терской сложен зеленокаменно-измененными порфиритами (2500 м); обнажена в линейно-вытянутых блоках. Джолколотская свита красноцветных гравелитов, конгломератов, песчаников, алевролитов, (мощность 1200-1300 м); весьма интенсивно дислоцирована и смята в изоклинальные, часто опрокинутые складки с преобладающим падением в южных румбах.

Ашуайрыкская свита в осевой части Кунгейского антиклинория представлена известняками и углистыми сланцами, падающими моноклинально под углами 60-70° на север. Толщи свиты прослеживаются узкой прерывистой полосой по северным склонам хр. Кунгей Алатау, определяя северную границу Иссык-Кульского срединного массива. В Джунгарском Алатау к нижнему этажу отнесена бурханская свита, сложенная гравелитами, конгломератами, филлитовидными сланцами, кварцитами, общей мощностью 800-1400 м.

Мелкие тела *позднерифейских интрузий гранитоидов* в Заилийском и Терской Алатау приурочены к водораздельной части хребтов.

Средний структурный этаж (венд, нижний-средний кембрий) в Чу-Илийских горах это осадочная дарбазинская свита мощностью до 1400 м; нижнекембрийские жалгызская эффузивно-осадочная мощностью до 1200 м и ащисуйская свита (600 м) в Джалаир-Найманской зоне, сложенная спилитами, диабазами, реже - туфами, туфоконгломератами, ниже-среднекембрийская бурултасская свита (около 1000 м). Для складок этажа характерны дисгармония, широкое развитие кливажа и тектоническое разлинзование. В Терской Алатау известна капкатасская свита (низы кембрия) мощностью 1800-2000 м; она зажата в тектонических блоках и смята в линейные широтно-вытянутые складки [2].

Позднепротерозойские интрузии в Чу-Илийском районе представлены Джалаир-Найманским ультрамафитовым комплексом (более 20 массивов), неразрывно связанным с толеитовыми базальтами ащисуйской свиты.

Верхний структурный этаж (кембрий, ордовик) в Жалаир-Найманском синклинории характеризуется, сочетанием складок нескольких порядков и различной морфологии. Широко развиты кливаж и тектоническое разлинзование. Выделен в нескольких районах как жайсанская свита, которая в Чу-Илийских горах она сложена известняками, филлитовидными сланцами, песчаниками общей мощностью 420-450 м. В Кендыктасе этаж сложен флишом чередованием песчаников, алевролитов, глинистых сланцев мощностью 3400 и более метров. Толщи смяты в линейные складки северо-западного простирания с углами падения 60-80°, редко 30-40°. Протяженность складок измеряется километрами. Наблюдается опрокидывание пород к юго-западу. В Чилик-Кеминском синклинории породы этажа прорваны каледонскими гранитоидами и имеют падение на крыльях до 50-70° к оси структуры [2,51].

Вдоль оси Заилийского антиклинория (хребты Далаашик, Торайгыр, Улькен-Богуты), на северных склонах Кунгей и Терской Алатау этаж сложен метаморфизованными песчаниками, хлорито-серицитовыми и филлитовидными сланцами, микрокварцитами, известняками, диабазовыми порфиритами; мощность 2000-3300 м. В горах Улькен-Богуты кембрий слагает крылья синклинали, ядро которой представлено среднеордовикскими отложениями. И те и другие дислоцированы в одном плане, образуя изоклинальные, нередко опрокинутые складки. Их шарниры ориентированы в северо-западном направлении. В северо-западной части хр. Торайгыр кембрий смят в крупную антиклиналь, осложненную разломами и разновозрастными интрузиями и круто

(50-70°) моноклинально наклонен на северо-запад. На других участках прослеживаются обрывки линейных складок с углами падения 60-70° и субширо́тно ориентированными шарнирами. В Джунгарии верхний структурный этаж геоантиклинальный; для него типичны мелкие складки с вертикальными шарнирами, флексуры, плейчатость. В Заилийском Алатау агалатасская и хр. Кетмень сарытауский комплекс представлен мелкими телами серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, реже пироксенитов, а также габброидов (более 20 массивов) [2].

Среднекаледонские комплексы подразделяются на три этажа. Складкам этого комплекса в Чу-Илийском поясе свойственно изменение морфологии и напряженности. В зонах разломов складки линейные, удлиненные, челночные, с углами падения на крыльях до 55-60°, с удалением от зон – изометричные, близкие к брахиформным.

В Кендыктасе ордовикские эффузивно-осадочные и осадочные породы (кендыктасская, курдайская, щербактинская и др. свиты) смяты в серию симметричных складок широтного и северо-западного простирания с углами падения на крыльях 40-60 до 70°, нередко опрокинутых к юго-западу. В осевой части Кендыктаса интенсивно проявлен динамометаморфизм.

На Северном Тянь-Шане средний ордовик сложен песчаниками, алевролитами, филлитовидными и углисто-кремнистыми сланцами, известняками, конгломератами, кремнистыми породами, туфами и лавами основного и среднего состава; мощность изменяется в пределах 300-3000 м. Средний и верхний нерасчлененный ордовик известен только в хребтах Северного Тянь-Шаня (серые и бурые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и известняков общей мощностью до 1700 м). В горах Басулытау, Каратау и Кетмень преобладают основные и средние эффузивы и их пирокласты с резко подчиненными им туфопесчаниками, алевролитами, известняками общей мощностью до 8000 м. На востоке Кунгейского антиклинория карбонатно-терригенные породы среднего и верхнего ордовика смяты в челночные складки, оси которых близки к широтным. Углы падения на крыльях 50-70°. Вдоль Кунгейского надвига наблюдается опрокидывание слоев на север. В Чилик-Кеминском синклинории отложения лландейло и карадока смяты в брахиформные складки (40-55°) и только вблизи разломов до 60-75°. Ордовик дислоцирован здесь слабее, чем в восточном окончании Кунгейского антиклинория. И всюду он претерпел зеленокаменные изменения. Средний ордовик и низы карадока в Кетменском антиклинории слагают крутые складки (60-70°), зажатые в узкие блоки между разрывами. В Бурханском антиклинории и хр. Терской Алатау наблюдаются узкие линейные широтные складки с углами падения крыльев 50-60° и более, а также опрокинутые изоклинальные. Толщи карадока и силура в большинстве случаев дислоцированы в брахискладки с углами падения 30-40°, вблизи разломов возрастающими до 60-70°. Структуры этих толщ напоминают герцинские, однако последние налегают на ордовик и силур с крупным региональным несогласием. В Джунгарии среднекаледонский этаж дислоцирован интенсивно – характерны вертикальные изгибы

крутопадающих толщ с крутыми, иногда вертикальными или даже опрокинутыми шарнирами.

Позднекаледонский этаж характеризует орогенный этап развития областей каледонской складчатости. В Чу-Илийских горах он подразделяется на два подэтажа. Нижний представлен грубыми вулканогенно-терригенными отложениями в унаследованных прогибах или вулканитами (тяготеют к разломам). Вулканиты формируют пологие брахиструктуры с углами падения 10-40°. Терригенные отложения образуют брахисинклинали, вытянутые в северо-западном направлении, реже – изометричные складки с углами падения 30-40°. Второй подэтаж сложен базальтами, реже кислыми вулканитами и терригенными красноцветами, смятыми в небольшие наложенные изометричные, иногда удлинённые синклинали северо-западного простирания. В Кендыктасе этаж развит ограниченно и слагает простые складки с углами падения 20-50°. В Заилийском антиклинории и на северных подножиях хр. Терской -Алатау мелкие выходы девона распространены вдоль крупных разломов. Они смяты в брахискладки с углами падения на крыльях 30-35°; простирание осей складок субширотное, подчиненное главному направлению северных хребтов Тянь-Шаня.

Ранне-среднедевонские интрузии в Чу-Илийском районе обособлены в кызылжартасский комплекс. В зоне Джалаир-Найманского разлома к нему отнесены три небольших штокообразных массива амфиболитизированных габбро, переходящих в диориты и оливиновые габбро. Среднедевонские интрузивные массивы в хр. Кендыктас сложены биотитовыми и аляскитовыми гранитами. В Заилийском Алатау к талгарскому комплексу отнесены Аксайский, Талгарский, Кыртабылгинский и другие более мелкие массивы гранитов. Средне-позднедевонские интрузии в Чу-Илийских горах отнесены к жельтаускому комплексу, слагающему крупные массивы гранитоидов [2].

Герцинские складчатые комплексы. В Чу-Илийском поясе породы фамена, карбона и развиты слабо. Толщи смяты в брахисинклинали, тяготеющие к участкам прогибания вдоль разломов северо-западного направления. Углы падения 15-40°; часто оборваны сбросами.

В Северном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау герцинские структуры подразделяются на два этажа. *Раннегерцинский этаж* в Кендыктасе (красноцветы верхнего девона-нижнего карбона) смят в крупную антиклинальную складку северо-западного простирания. С юго-запада ее крыло обрезано разломом, а на северо-востоке перекрыто кайнозойскими осадками. Углы падения пород 30-60° [51].

В южном крыле Илийского синклинория раннегерцинский этаж сложен непрерывной полосой вдоль северных склонов Заилийского Алатау. При общей тенденции к погружению на север в сторону оси синклинория, отложения нижнего карбона смяты в крупные пологие складки второго порядка. Углы падения в этих структурах 20-35° и несколько увеличиваются вблизи зон разломов. Размах крыльев структур второго порядка – 30-40 км, нередко они осложнены более мелкими складками. В Южно-Кетменском, Чилик-Кеминском

и Баянкольском синклинориях интенсивность дислокаций раннегерцинского этажа возрастает снизу вверх от турне к намюру, что зависит от состава толщ, участвующих в строении структурных форм.

В Южной Джунгарии раннегерцинский орогенный этаж смят в пологие брахискладки и прорван гранитоидными интрузиями. Хотя породы нижнего карбона дислоцированы значительно слабее, чем каледонский этаж, углы их падения достигают 60-90°. В Джунгаро-Балхашской области этаж представлен геосинклинальным комплексом девона и карбона, причем в зонах поднятий он отчетливо делится на ниже-среднедевонский и верхнедевонский – нижекарбоновый подэтажи. Девонские отложения на крыльях Центрально-Джунгарского антиклинория смяты в линейные субширотные складки с углами падения 45-75°. На своде Мынчукурской антиклинали наблюдаются брахиформные складки с углами падения 15-25°. В Бороталинском синклинории линейные складки сжаты, иногда запрокинуты. Углы падения пород 50-70°, но местами, особенно вблизи разломов, становятся вертикальными.

К *позднегерцинскому этажу* в Кендыктасе отнесен эффузивно-осадочный комплекс нижнего карбона. Породы слагают пологие брахискладки с углами падения, не превышающими 20-30°. Структуры нередко ограничены разломами.

В Илийском синклинории интенсивный вулканизм продолжался в течение верхнего палеозоя и завершился внедрением габброидов и гранитоидов. На северном склоне Заилийского Алатау позднегерцинский этаж, составляющий южное крыло Илийского синклинория, подчиняется общей его структуре и имеет наклон на север. Углы падения превышают 10-15°, резко увеличиваясь лишь вдоль северной кромки выходов, в месте погружения под чехол кайнозоя, фиксируя флексурный изгиб в палеозойском цоколе.

В Южной Джунгарии верхнепалеозойский Сарыозекский синклинорий осложнен симметричными брахискладками и разрывами, придавшими им блоковое строение. Углы падения изменяются в широких пределах.

В Бороталинском синклинории позднегерцинский орогенный этаж представлен слабо сцементированными наземными осадочно-вулканогенными отложениями верхнего палеозоя, налегающими с несогласием на карбонатные толщи намюра – башкирского яруса.

Раннекаменноугольные интрузии в Джунгарском Алатау объединены в два комплекса. Теректинский представлен габброидами и диоритами, слагающими небольшие бескорневые массивы-останцы среди гранитов. Усекский комплекс включает массивы гранитного состава двухфазного строения. *Ранне-среднекаменноугольные интрузии* в Джунгарском Алатау объединяются в центрально-джунгарский комплекс (алтынэмельский), представленный как крупными, иногда удлиненными массивами, так и мелкими штоками гранитоидов. *Среднекаменноугольные интрузии* в Чу-Илийских горах представлены полусогласными силлами, лакколитами, штоками до 10 км по длинной оси. Более крупные сложены гранодиоритами, диоритами; мелкие – порфировыми разностями. В Заилийском Алатау и хр.Кетмень гранитоидные

массивы выделены в Бельбулакский комплекс (крупные массивы гранитов Актасский, Карачский). *Позднепермские* интрузии разделяются на два комплекса. Первый (лепсинский) представлен крупными массивами Северной Джунгарии (Мулалинский, Арасанский, Покатиловский, Лепсинский, Центрально-Джунгарский, и др.), имеющими многофазное строение. С формированием вулканогенных толщ девона, карбона, перми и триаса связаны субвулканические комплексы [2].

2.2 Новейшие тектонические движения и сейсмичность Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона

В настоящее время нет сомнений в том, что сейсмические события связаны с новейшими тектоническими движениями. Известно также, что сильные землетрясения создают разрывы, значительные смещения земной поверхности по ним, обвалы, осыпи, оползни, изменения гидрографической сети и т.д. [52-55].

Новейшая тектоника включает тектонические процессы и сформированные ими структурные формы, которые нашли отражение в основных чертах современного рельефа поверхности Земли. Определение неотектоники ставит задачу – выявление тектонических процессов, которые приводят к крупным изменениям рельефа [56-58].

Как показали многочисленные исследования на территории Европы и Азии, активизация тектонических процессов, создавших горный рельеф, не везде может быть точно датирована и не везде синхронна, но в подавляющем большинстве случаев укладывается в рамки неогенового и четвертичного периодов [58].

В Казахстане альпийский цикл преобразования земной коры и становления морфоструктур следует за герцинским, темпы и формы цикла были различны. Можно выделить три его этапа [58]: первое - раннеальпийский (продолжительностью 100 млн. лет), второе - среднеальпийский (110 млн. лет) и третье - позднеальпийский (30 млн. лет). Неотектонический этап отождествляется с последним циклом, характеризующейся с наибольшими деформациями земной коры, доороженной поверхности выравнивания и все контрасты наблюдаемых в настоящее время морфоструктур. Землетрясения - являются одной из характерных черт тектонических процессов этого этапа [26].

Формирование орогенных, платформенных структур и соответствующих им стратиграфических комплексов связано с альпийским циклом преобразования земной коры, который подразделяется на три этапа [60,59].

Раннеальпийский этап в начальной стадии характеризовался спорадической тектонической активностью и локальным метаморфизмом. С ранним и средним триасом на Казахском щите связан гранитоидный магматизм, в южной Джунгарии – вулканические излияния; на Устюрте и Мангышлаке – формирование поднятий и прогибов на фоне общего погружения. Раннемезозойский эпейрогенез обусловил начальное поднятие Казахского щита.

В позднем триасе и юре (тафрогенная стадия) по его периферии возникли локальные впадины, грабены, поднятия, горсты; закладывается Чу-Сарысуйская синеклиза.

Среднеальпийский этап (мел – средний олигоцен) характеризуется спокойным тектоническим режимом на фоне колебательных движений земной коры (платформенная стадия). Медленно поднимается и денудруется Казахский щит. По его западной и северной периферии происходят трансгрессии и регрессии моря; на южной и восточной периферии в результате субмеридионального сжатия происходит деформация эпигерцинского пенеплена и образование широких анти- и синклинальных структур (складок основания), частично подновляются палеозойские разломы. В палеогене продолжалось накопление осадков во впадинах и формирование платформенных конседиментационных складок. В середине олигоцена под напором зарождающегося орогенного пояса начинаются восходящие движения молодой платформы и море отступает к северу и западу [59,26].

Позднеальпийский (неотектонический) этап начался в позднем олигоцене и еще не завершился (орогенная стадия). Выделяются семь фаз его активизации, в течение которых произошли главные деформации земной коры и ее эпигерцинской поверхности выравнивания (пенеплена), создавшие все контрасты современного рельефа и выраженных через него новейших орогенных и платформенных структур [59].

Приведенная выше краткая характеристика основных этапов альпийского тектогенеза свидетельствуют о том, что основным его итогом и особенностью в Казахстане, является возникновение существующих геоморфоструктур (тектонических структур, выраженных в рельефе) (рисунок 2.2). Величина суммарного поднятия или опускания оценивается по всем имеющимся геологическим, геоморфологическим и палеогеографическим данным (поверхности выравнивания; высота, на которую подняты остатки древней коры выветривания; мощности неоген-четвертичных отложений; глубина эрозионных врезов; высота террас и др.). Проявление разномасштабных процессов привело к обособлению основных типов геоморфоструктур: орогенических поднятий и платформенных областей. Ниже дается краткая характеристика интенсивности движений в пределах выделенных неотектонических областей и районов (рисунок 2.3).

Таким образом, новейшая структура имеет блоковый характер. Границы блоков проходят по долгоживущим разломам различной глубины проникновения в земную кору [29].

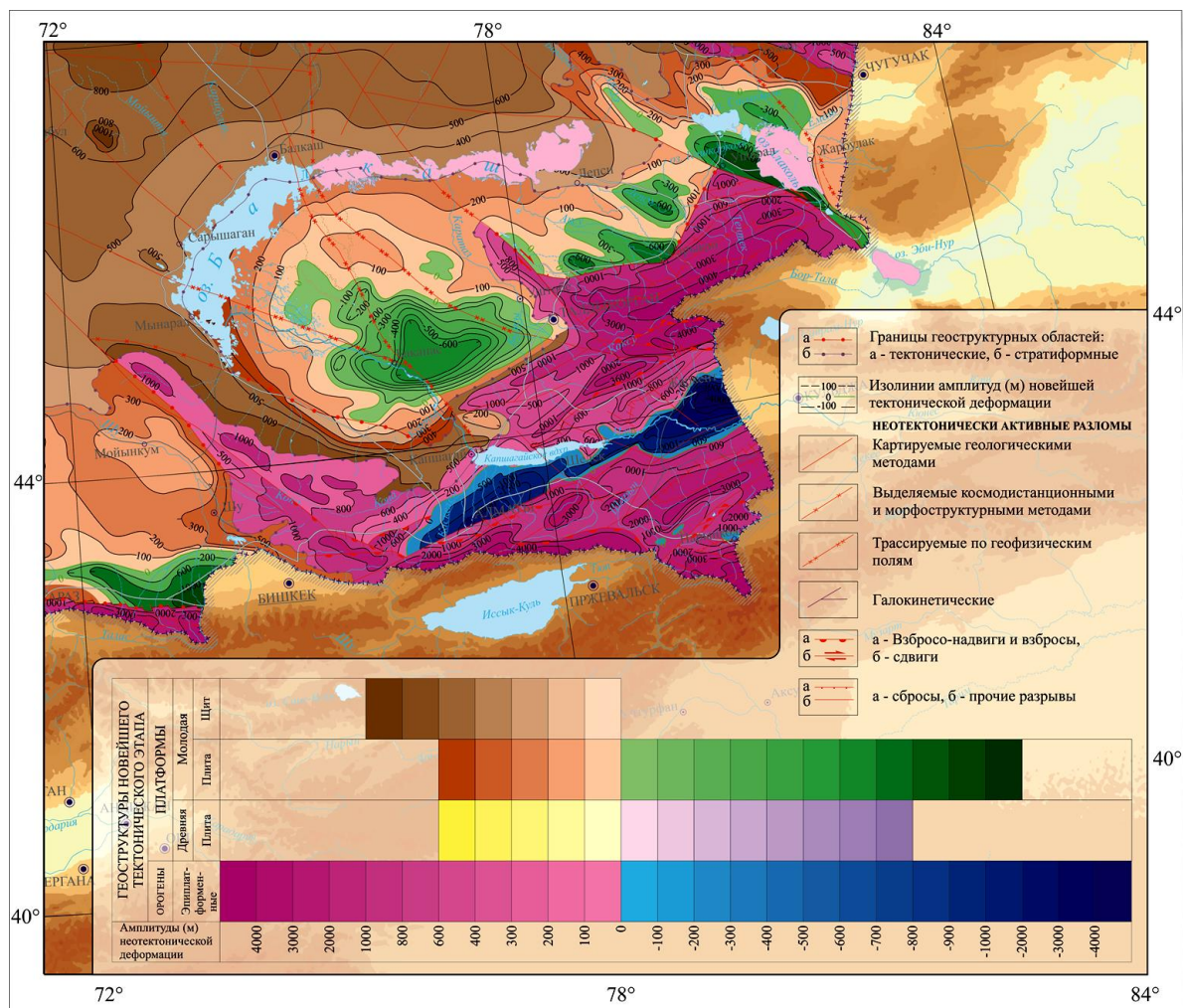
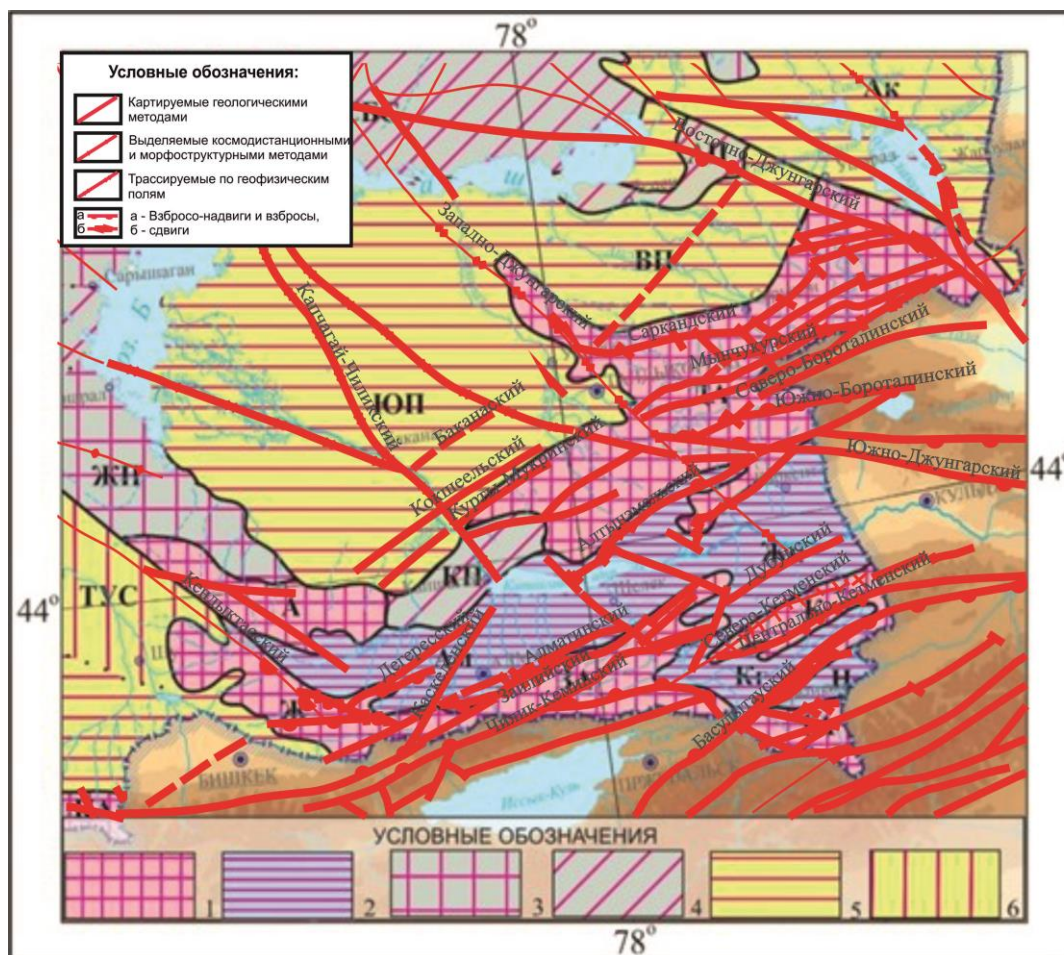


Рисунок 2.2 - Карта новейшей тектоники Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона [29]



1 - Орогены эпиплатформенные, 2 - впадины межгорные; 3-4 - Щит молодой платформы: 3 - поднятия и своды, 4 - ступени и моноклинали; 5-6 - Перикратонные и предгорные впадины: 5-прогибы, 6-ступени и моноклинали.

Названия структур: Чу-Илийская область новейших поднятий: ЖП – Жельтауское поднятие, А – горы Айтау; Северо-Тянь-Шаньская область новейших поднятий (хребты – орогены): Ж – Жетыжол, ЗА – Заилийский Алатау, К – Кетмень, ТА – Терской Алатау; Джунгарская область новейших поднятий: ДА – Джунгарский Алатау, КП – Каройское поднятие; Межгорные впадины: Ам – Алматинская, ЖК – Жаркентская, Кг – Кегенская, Н – Нарынколская; Перикратонные и предгорные впадины: Ак – Алакольская, ВП – Восточно-Прибалхашская, ЮП – Южно-Прибалхашская; Южная периферия щита: СБС – Северо-Балхашская ступень, АП – Архарлинское поднятие.

Рисунок 2.3– Основные неотектонические подразделения Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона из работы [29]

3 РОЛЬ АКТИВНЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА

Определение возможной глубины формирования очаговых зон землетрясений опирается на изучение платформенного чехла и неотектонических движений, а также выявления активных глубинных разломов, как потенциальных структур, через которые происходит разрядка напряжений.

Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион охватывает орогены Джунгарии, Тянь-Шаня и области их сочленения с мегаморфоструктурами Туранской платформы. В их пределах широко развиты разрывные нарушения различных порядков и направлений (рисунок 3) [29].

Главные из них, влияющие на геологическое развитие региона с древнейших времен – разрывы СВ (левосторонние) и СЗ (правосторонние) направлений. Они возникли в каледонское и герцинское время и многие из них обновлены в альпийскую эпоху. Новейшие движения по разрывам – преимущественно взбросо-сдвиги и крутые надвиги. Вертикальные смещения по отдельным разрывам составляют до 1000 и более метров, а величина общего вертикального поднятия до 3-5 км.

В геологической структуре орогенов наиболее четко выражены близширотные, ВСВ, реже СВ простирания глубинных разломов. К их числу принадлежат Алматинский, Заилийский, Чилик-Кеминский, Северо-Кунгейский, Байсорун-Чиликский, Жаланащский и др. разломы, рассекающие земную кору на субширотные блоки с разной мощностью земной коры. Приводится краткая характеристика наиболее крупных активных разломов Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского сейсмоактивного региона [46]:

Восточно-Джунгарский разлом расположен на территории Восточного Прибалхашья и Пограничной Джунгарии и отделяет горные сооружения Джунгарского Алатау от Алакольской и Джунгарской впадин. Общая протяженность разлома составляет около 500 км. Он хорошо выражен в рельефе. Восточно-Джунгарский разлом по ряду признаков является одновременно глубинным сдвигом и глубинным сбросом [61,62,2]. Движения вдоль него возобновлялись неоднократно. В новейший этап этот разлом разграничивает блоки с разнонаправленными движениями. Максимальная амплитуда вертикальных перемещений (более 3,5 км) отмечается на юго-восточном фланге разлома. Многочисленные складчато-разрывные дислокации четвертичных отложений свидетельствуют о его активности вплоть до голоцена. Часть этих дислокаций имеют сеймотектоническое происхождение. Суммарная интенсивность новейших движений вдоль Восточно-Джунгарского разлома достаточно высока (3,5-5,5 км) и удерживается на этом уровне от горного устья р.Теректы до пересечения с р.Тентек [29].

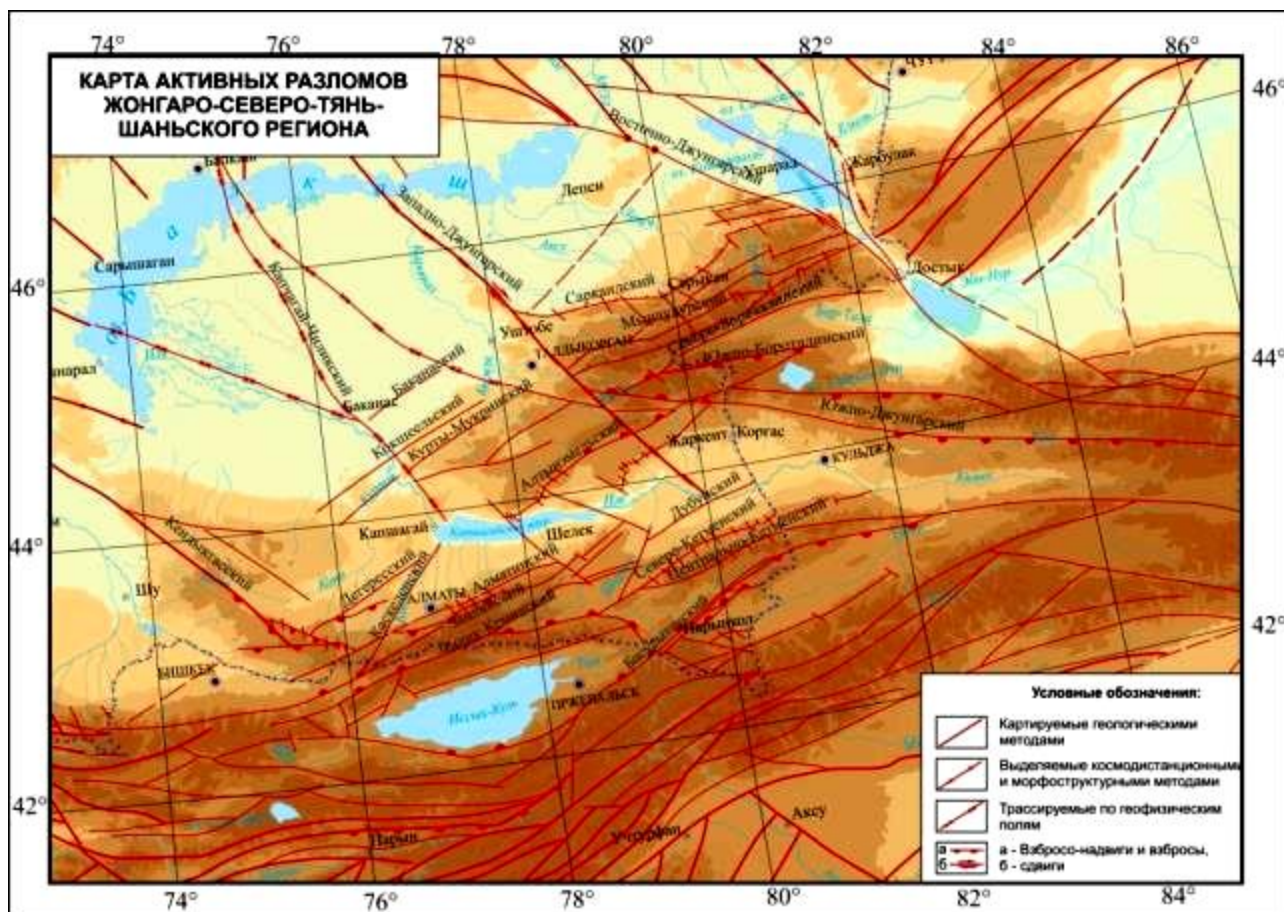


Рисунок 3 –Карта активных разломов Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона [29]

Зона динамического влияния разлома представлена системой близпараллельных разрывов северо-западного простирания и достигает 70-120 км. Разлом в пределах отдельных отрезков имеет вид четкого шва [63], в пределах других отрезков вдоль него наблюдаются приразломные дизъюнктивные и пликативные дислокации, оперяющая трещиноватость, поля гидротермально-измененных пород, дайки, жилы, тела ультрабазитов. Плоскость сместителя магистрального разлома близвертикальна. Амплитуды горизонтальных перемещений составляют около 7-10 км. Внутренняя структура разлома обусловлена развитием горст-антиклиналей и грабен-синклиналей различных порядков, которые образуют серию узких тектонических блоков, вытянутых вдоль плоскости сместителя.

Весь комплекс данных свидетельствует о том, что отсутствие крупных сейсмических событий здесь временное (исторические сведения практически не исследованы) и максимальная магнитуда землетрясений может достигать на указанном отрезке 7,0. Далее на северо-запад сейсмогенный потенциал быстро снижается, и возможная магнитуда оценивается в 6,0-5,5, а затем не более 5,0 [46].

Заилийский (Кемин-Ушконурский) разлом отделяет предгорную ступень от среднегорья и высокогорья. На северо-восточном фланге он следует

параллельно Алматинскому разлому, юго-западный фланг имеет простирание СВ – 45° . Зона разлома имеет ширину до 4 км, состоит из трех субпараллельных швов, падающих на север под углом $57-67^{\circ}$, хорошо трассируется на картах остаточных гравитационных и магнитных аномалий. Вопрос о морфокинематике дискуссионный. К.Т. Куликовский считал, что он имеет падение на северо-запад под углом 45° ; однако в зоне сочленения прилавков и среднегорий рыхлые отложения кайнозоя вздернуты по разлому и поставлены почти на «ребро»; что свидетельствует о взбросовой кинематике. Крылья разлома представлены блоками, поднятыми на различные высотные уровни, свидетельствующими об амплитуде их относительного перемещения до 1-3 км. На юго-западном фланге к югу от разлома находятся каледонские гранитоиды, а к северу – породы добайкальского этажа, на которые наложены раннегерцинские эффузивы Ушканырской синклинали [29]. С Заилийским разломом связано несколько сильных землетрясений, из которых печально известным является Верненское (1897 г.) с $M=7,3$. Эпицентральная область этого землетрясения протягивалась от р.Котурбулак до р.Аксай на 35 км, а по вертикали примерно от 900-1200 м до 2400-2700 м в полосе шириной около 5 км. Очаговая зона Верненского и других сильных землетрясений этого района проявляет активность в настоящее время. Здесь наблюдается значительное количество слабых событий.

Алматинский разлом прослеживается вдоль северного подножия предгорной ступени Заилийского Алатау, отделяя ее от прилегающей с севера одноименной впадины [2,51,64-66]. На участке от р.Каскелен до г.Алматы он морфологически не выражен на поверхности вследствие перекрытия отложениями конуса выноса. Однако, на территории г.Алматы зона разлома четко выделяется на профилях повторного нивелирования повышенными скоростями движений. В районе восточной окраины г.Алматы он опять ограничивает северное подножие предгорной ступени и здесь общее смещение по нему консолидированного фундамента превышает 3,5 км. По характеру смещения он относится к взбросо-надвигам (со сдвиговой составляющей), о чем свидетельствуют данные бурения и изостатическая неуравновешенность в зоне поддвига отложений впадины под фронтальную часть Заилийской мегантиклинали. По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Алматинский разлом прослеживается до глубины 55 км [61]. С Алматинским разломом связана серия слабых землетрясений.

Каскеленский разлом трассируется в северо-восточном направлении вдоль долины одноименной реки. Он достаточно четко выделен по гравиметрическим, магнитометрическим данным, электроразведкам и геоморфологическим признакам. Предполагается падение плоскости сместителя на северо-запад под углом 80° . Зона разлома сопровождается уступом, высота которого местами достигает 50 м; наблюдается перекося поверхности «под разлом», что позволяет предполагать наличие приразломных прогибов и сопровождающих параллельных нарушений, свидетельствующих о

современной активности зоны разлома. Разлом скрыт платформенным чехлом [46].

Чилик-Кеминский, Северо-Кунгейский разломы приурочены к высокогорному блоку с величиной общего поднятия доорогенной поверхности выравнивания до 4 и более км, образует основной массив хребта Кунгей Алатау от Боомского ущелья на западе до поперечной Чиликской линейной зоны на востоке [29]. Разломы представляют собой наиболее крупные (рельефообразующие) взбросы и взбросо-надвиги. Разрывные нарушения этого типа развиты во фронтальных зонах (на крутых крыльях) вергентных (асимметричных) мегантиклиналей и по ним палеозойские массы этих мегантиклиналей надвинуты на кайнозойские накопления соседних депрессий и являются свидетельством напряжений сжатия. По геофизическим данным, Северо-Кунгейский разлом выделяется гравитационной ступенью, обращенной в сторону Иссык-Кульской впадины [67].

Чилик-Кеминская зона разломов разделяющая Заилийский и Кунгейский антиклинории, заложена в позднем докембрии и проявляет активность на протяжении всей геологической истории региона. В бассейне р. Чон-Кемин верхнепротерозойские отложения распространены только на участках, расположенных к югу от зоны разломов. Блок к северу от нее в это время был приподнят и служил областью размыва [2]. В нижнем палеозое знаки движения переменялись: опустилась северная часть, (она характеризуется эвгеосинклинальным комплексом отложений); на участках, примыкающих к зоне с юга, происходило осадконакопление, характерное для внешней части геосинклинали. В девоне Чилик-Кеминская зона вновь ожила – вдоль нее по трещинам шло излияние лав и внедрение мелких субвулканических интрузий. Оживление ее наблюдалось и в более позднее время. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по Чилик-Кеминской зоне разломов за период от ордовика до мезозоя достигла 15-18 км. На такое расстояние смещены крылья Талгарской антиклинали [2,51].

Субпараллельные Чилик-Кеминскому разлому субширотные зоны II второго порядка располагаются южнее и севернее на расстояниях 15-20 км. Они четко прослеживаются в пределах Алматинской и Иссык-Кульской впадин, формируя ступенчато-ярусный профиль склонов хребтов и впадин. Заилийский и Алматинский разломы, ограничивают нижнюю предгорную ступень, на которой древний пенеплен перекрыт неогеновыми и нижнечетвертичными отложениями. Предгорная ступень, охваченная молодыми деформациями, сложена системой мелких блоков. В результате движений разной интенсивности блоки сложены разновозрастными отложениями, местами на поверхность выходит палеозойский фундамент. В центральной части зоны произошло Кеминское (1911 г.), а на восточном фланге – Чиликское (1889 г.) и Жаланащ-Тюпское (1978 г.) землетрясения. Преобладающие механизмы очагов – взбросо-сдвиги. Мощность сейсмоактивного слоя от 20 до 35 км [29,68].

Алтынэмельский разлом пересекает Южно-Джунгарский блок в северо-восточном направлении и прослеживается на 180 км от гор Шолак на ЮЗ до

р.Борохудзир на востоке [69]. Общая протяженность его около 400 км. Узкий Алтын-Эмельский блок резко выделяется своей высотой благодаря поднятию по группе одноименных разломов и разделяет Катутауский и Сарыюзекский блоки. Падение его крутое к северу под углом 70-80°. На меридиане реки Тюлькули разлом раздваивается. Его северная основная ветвь пересекает хребет Алтынэмель, затем причленяется к Южно-Джунгарскому разлому. Южная ветвь – Конуроленьский разлом выраженная зоной гидротермально измененных, осветленных, разгнейсованных пород прослеживается вдоль южных склонов гор Кояндытау и Суаттау. Падение разлома близвертикальное, с некоторым наклоном к югу. Амплитуда вертикального перемещения достигает 1000 м.

Южно-Джунгарский разлом ограничивает с юга Борохоринскую мегантиклиналь и простирается в северо-западном и юго-восточном направлениях. При прослеживании на СЗ на космоснимке видно, что он рассекается Западно-Джунгарским сдвигом, следует далее на СЗ и уходит в пределы Южно-Прибалхашской впадины, расчленяясь поперечными разломами. Вдоль северного борта Жаркентской впадины с данным разломом связаны структуры предгорных ступеней, в пределах которых блоки кайнозойских толщ взброшены по серии оперяющих разрывных нарушений. На северо-запад от р.Усек зона Южно-Джунгарского разлома прослеживается в виде межгорной долины, по которой протекает река Борохудзир, а еще северо-западней – реки Кескентерек и Коктал [29]. Судя по дислокациям в палеозойских породах, плоскость сместителя разлома падает на север, т.е. он является взбросо-надвигом с правосдвиговой составляющей. Надвиговые движения по нему происходили и в герцинскую эпоху. В его зоне проявлены разломы СЗ направлений – Солдатсайский, Текели-Усекский, Арасан-Тышканский, но эти разломы не переходят за Южно-Джунгарский разлом. В герцинскую эпоху по нему происходили надвиговые перемещения [70].

Южно-Джунгарский разлом играет большую роль в формировании новейших морфоструктур. Вдоль Южно-Джунгарского разлома на участке от г.Текели до гор Акташ (КНР) возникают наибольшие тектонические напряжения сжатия. Именно здесь сосредоточено наибольшее количество очагов землетрясений.

Северо-Бороталинский и Южно-Бороталинский разломы прослеживаются на космоснимке вдоль южного склона Джунгарского хребта, с водоразделом которого совпадает ось Северо-Джунгарской мегантиклинали. Шовная зона дешифрируется прямолинейными звеньями различной длины, отсекаемыми правосторонними сдвигами северо-западного простирания. Величина поднятия доорогенной поверхности выравнивания почти на всем простирании зоны превышает 4 км, а общий размах взбросовой составляющей по отношению к поверхности фундамента Бороталинской впадины составляет около 7 км. Вдоль Северо-Бороталинского разлома в наблюдается узкая полоса ступенчатых предгорий, где обнажаются отложения альпийского комплекса от юры до неогена. В целом, шовной зоны имеет «клавишный» стиль,

свидетельствующий о праводвиговых смещениях взбрасываемых блоков при общем тектоническом движении структур на юго-восток. В пределах зоны действия разломов происшедшие землетрясения имеют $M \leq 6,5$ [46].

Саркандский разлом имеет субширотное простирание и ограничивает Центрально-Джунгарскую мегантиклиналь с севера. Восточный фланг разлома находится над глубинной деструктивной зоной в коре, проникающей до поверхности Мохо. В течение неотектонического этапа вдоль Саркандского разлома произошли значительные перемещения эпигерцинской денудационной поверхности, максимальная амплитуда которых в районе сочленения с Алатайским разломом составляет около 3 км. В районе пересечения его с Акозекским разломом выявлены аномальные дислокации поверхности, которые возможно имеют сейсмотектоническую природу [68]. Суммарная интенсивность новейших движений на протяжении всей зоны неодинакова. На отрезке от Алатайского до пересечения с Арасанским разломом она наибольшая (3,5-4,5 км), а западнее уменьшается до 2,9-1,9 км.

В районе Саркандского разлома выявлены аномальные дислокации поверхности, которые возможно имеют сейсмотектоническую природу [29,68]. Суммарная ИНД на протяжении всей зоны неодинакова. На отрезке от Алатайского до пересечения с Арасанским разломом она наибольшая (3,5-4,5 км), а западнее уменьшается до 2,9-1,9 км. Все эти данные дают основание предполагать здесь возможность возникновения землетрясений с максимальной магнитудой до 7,0 на восточном фланге и $M=6,5$ – на западном.

Кокшеельский разлом ограничивает Южно-Прибалхашскую впадину с юго-востока и входит в Крутинскую зону разломов. По данным геофизических исследований, амплитуда смещения поверхности палеозойского фундамента в смежных блоках вдоль Кокшеельского разлома достигает 2000 м [46].

Северо-Кетменский, Центрально-Кетменский разломы рассекают Кетменский мегаблок земной коры на более мелкие блоки. Данный мегаблок имеет мощность земной коры 50-55 км и отделяется от Кунгей-Заилийского переходной зоной (44-48 км). Существенно также то, что названные разломы находятся в пределах трассируемого в широтном направлении Северо-Тянь-Шаньского глубинного деструктивного пояса, совпадающего с областью развития аномальной мантии. С севера и юга Кетменский блок окаймлен зонами дифференцированных движений, связанных с зонами разломов, где в конце плиоцена или начале плейстоцена опускание сменилось поднятием. Установлены асимметричные антиклинальные деформации хребта в послелюрское время – к северу от осевой части хребта фрагменты пенеплена наклонены под углом 2-3° на север, а к югу от нее денудационная поверхность наклонена более круто на юг (~5°) [71].

С неотектонических позиций упомянутые разломы приурочены к Кетменской мегантиклинали, обладающей южной вергентностью. Северо-Кетменский разлом обрезает северное пологое крыло структуры, перемещение по сбросовому уступу не превышает 0,8-1,2 км. Центрально-Кетменский

проходит по осевой части структуры, и взбросовое смещение по нему составляет 1,5-2 км.

Мынчукурский разлом ограничивает Центрально-Джунгарский блок с севера и имеет общую протяженность около 250 км. Разлом 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.

Амплитуда смещения фундамента вдоль него уменьшается с востока на запад. На западном фланге он причленяется к Солдатсайскому разлому. Об интенсивности новейших движений свидетельствуют тектонические контакты вдоль разлома неогеновых и четвертичных отложений с палеозойскими. Общее поднятие блока более 4 км, а смещение смежных блоков по отношению к Бороталинской впадине (КНР) превышает 6 км. Суммарная интенсивность новейших движений достигает 4,5-5,5 км. По геофизическим данным Мынчукурский разлом является поверхностным проявлением деструктивной глубинной зоны, проникающей до подошвы коры [46].

Интерпретация геофизических данных показала, что Мынчукурский разлом является поверхностным проявлением деструктивной глубинной зоны, выделенной по высокоградиентной региональной составляющей поля силы тяжести и проникающей до подошвы коры. По ее простираению отмечены очаги землетрясений до 14-го энергетического класса. Все это дает основание считать, что возможно возникновение землетрясений с $M=7,0$.

Баканасский разлом приурочен к крупной герцинской тектонической Баканасской зоне, характеризуется мощными сериями вулканогенных пород, их прорывают интрузии кислого и среднего состава [29].

Дубунский разлом ограничивает Панфиловскую впадину с юга, где по разрывам его системы, вдоль Кетменского хребта, вычленяется узкий блок, испытывающий со среднечетвертичного времени поднятие. С юга Дубунский блок сопряжен со сложно построенным грабеном, заканчивающимся на ЮЗ Жаланащской впадиной. Зона разлома является «термальной линией».

Дегересский разлом ВСВ простираения осложняет ЗСЗ борт Алматинской впадины, он пересекает мощные вулканогенные толщи кетменской свиты. К нему приурочены мелкие и средние тела среднекаменноугольных и пермских гранитоидов.

Капчагай-Чиликский разлом относится к наиболее крупным сдвигам, он протягивается от хребтов Кокшаал-Тау под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, простираение разлома СЗ 300° - 305° , падение плоскости разлома крутое, почти вертикальное [72].

Капчагай-Чиликский сдвиг является границей между Жонгаро-Кетменской и Кунгей-Заилийской разнонаправленными системами морфоструктур: в первой движение деформируемых блоков земной коры происходит в юго-восточном направлении, во второй – северо-западном.

Небольшая часть слабых землетрясений, зарегистрированных в Алматинском прогибе, трассирует Капчагай-Чиликский разлом.

Кендыктасский разлом имеет северо-западное простирание, ограничивая с северо-востока одноименный хребет. На северо-западе он сочленяется с Жалаир-Найманским разломом, а на юго-востоке подходит в торец к Алматинскому. По разлому тектонически контактируют различные структурные этажи, включая палеозойские и кайнозойские [73]. Консолидированный фундамент сложен вулканогенно-осадочными породами верхнепалеозойского комплекса, пронизанными крупными, средними и малыми интрузивными телами гранитоидов. В пределах северо-восточного взброшенного крыла Кендыктасской мегантиклинали суммарная интенсивность новейших движений вдоль одноименного разлома увеличивается от 2 до 5 км. По остаточным составляющим поля силы тяжести глубина проникновения разлома предполагается не более 5 км. На юго-восточном фланге Кендыктасского разлома отмечены сейсмогравитационные палеосейсмодислокации [53]. Соответственно его сейсмopotенциал оценивается от $M=5,0$ до $M=6,5$.

Выводы. Сравнительный анализ данных о сейсмичности и геологических параметрах консолидированного фундамента, проведенный в Институте сейсмологии МЧС РК позволил выявить некоторые закономерности [74,29,75]:

1) В зависимости от ориентации главных разломов по отношению к морфоструктурам (продольные, поперечные и их пересечения), выявилась наибольшая приуроченность землетрясений к пересечениям разломов, затем – к продольным и наименьшая – к поперечным.

2) Преобладающая часть землетрясений с $M \geq 6$, с учетом глубины заложения основных разломов (мантийные, сиалические, симатические, седиментные) приурочена к мантийным.

3) По мере снижения складчатых форм установлено уменьшение количества землетрясений в зависимости от уровня деформированности консолидированного фундамента (интенсивности складчатости).

4) Отмечено, что с повышением плотности разломов (ρ), связанная с показателем удельной нарушенности поверхности (плотность разломов 400 км^2) – магнитуда землетрясений сначала возрастает, но уменьшается при дальнейшем увеличении этого параметра.

5) Сейсмоактивными структурами являются высоко-поднятые блоки (от 2,5 до 4,5 и больше км) составленные разновозрастными интрузивными телами, разделенные глубинными взбросо-надвигами, к которым относятся землетрясения с $M \geq 5,5$.

6) Сейсмоактивными являются все геологические крупные структуры сформированные гранитоидами, размеры которых имеют более $200\text{-}300 \text{ км}^2$, и чем больше в земной коре их величина, тем они активнее неотектонически.

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ КУЛОНОВСКОГО ПЕРЕНОСА НАПРЯЖЕНИЙ НА АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ СЕВЕРНОГО-ТЯНЬ-ШАНЯ

В настоящее время рассматривают, в основном, две причины возникновения землетрясений. Первая причина – это естественное движение разлома под действием тектонических сил, а вторая – это влияние на разлом сильного землетрясения, произошедшего в близлежащем районе. Вторая причина, называемая «триггером землетрясения», генерирует большинство афтершоков, а также отдельных землетрясений. Математически, вторая причина достаточно хорошо воспроизводится моделью переноса кулоновского напряжения [76].

В последнее время все больше ученых склоняются к использованию напряжения Кулона для изучения взаимосвязи между афтершоками и основными толчками, а также между основными толчками, происходящими в разное время [77-87]. Так, в работе [77] Штейн исследовал землетрясение в Калифорнии в 1979 году с магнитудой $M_s = 5.6$ и показал, что существует связь между напряжением Кулона в разломе и афтершоками, последовавшими за главным толчком.

В работе [78] Кинг исследовал землетрясение в Ландерсе в 1992 году с магнитудой $M_w = 7.4$, показав, что напряжение Кулона в разломе с высокой вероятностью спровоцировало это землетрясение. В работе [87] Штейн исследовал процесс изменения напряжения Кулона с 1939 по 1992 год в Турции, показав, что изменение кулоновского напряжения могло стать причиной произошедшего в Северной Анатолии землетрясения магнитудой $M_w = 6.7$.

В работе [88] Чжэнканг Шен изучил землетрясение в Хуаши с $M_w = 7.5$ в 1937 году, в Мани с $M_w = 7.3$ в 1963 году и с $M_w = 7.5$ в 1997 году, в Дулане с магнитудой $M_w = 7.1$, и в Хох-Сил с $M_w = 7.8$ в 2001 году. В результате он пришел к заключению, что землетрясение в Хох-Силе в 2001 году с высокой вероятностью было вызвано четырьмя предыдущими землетрясениями, упомянутыми выше.

В работе [89] Пин Хао исследовал землетрясение, произошедшее на западной части горы Куньлунь в 2001 году, и пять сильных подземных толчков, последовавших за основным толчком. Сделан вывод, что местом возникновения пяти подземных толчков была область, в которой возникло увеличение напряжения Кулона из-за основного толчка. В работе [90] Юнге Ван исследовал изменения напряжения Кулона в результате 20 крупных землетрясений, произошедших на восточном плато Цинхай-Тибет. Показано, что 85% из этих землетрясений были вызваны увеличением напряжения Кулона в прилегающей к ним области. То есть, приведенные результаты показывают, что анализ изменения кулоновского напряжения на геологических разломах может быть весьма полезным при изучении механизмов генерации

землетрясений и возможно, при прогнозировании возникновения будущих землетрясений.

В настоящее время такая возможность может быть реализована для исследований на территории Казахстана, поскольку зарубежный консультант *Питер Сэммондс* предоставил докторанту компьютерную программу расчета изменений кулоновского напряжения. Ниже приведена методика пользования этой Программой.

4.1 Методика исследований

Модель Кулона переноса тектонических напряжений, предназначенная для расчета изменения статического кулоновского напряжения, изменения касательного (сдвигового) напряжения и изменения нормального напряжения на активных плоскостях разломов, основана на компьютерной программе Coulomb 3.3, разработанной учеными из Киотского университета (Япония) и Национальной геологической службы США [91-93]. Основным критерий разрушения в модели Кулона представляется выражением [93]:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n \quad (1)$$

где $\Delta\sigma_f$ - изменение кулоновского напряжения разрушения на неактивном разломе, вызванное сдвигом на активном разломе, $\Delta\tau_s$ - изменение касательного напряжения $\tau_s = F/A$, которое считается положительным при скольжении в направлении сдвига разлома, $\Delta\sigma_n$ - изменение нормального напряжения $\sigma_n = N/F$, (положительное, если разлом имеет тип растяжения), μ' - коэффициент трения на разломе.

Следует отметить, что одним из наиболее важных параметров при исследовании напряжения Кулона является *коэффициент трения* (формула 1). Значение этого коэффициента обычно выбирают по умолчанию $\mu' = 0.4$, и в крайнем случае $\mu' = 0$ или $\mu' = 0.8$, что отражается на величине рассчитываемого напряжения. Из формулы (1) легко понять, что напряжение Кулона представляет собой комбинацию двух напряжений: касательного (сдвигового) и нормального. Если коэффициент трения равен $\mu' = 0.4$, вклад нормального напряжения в напряжение Кулона составляет немногим менее половины касательного (сдвигового) напряжения. С увеличением коэффициента трения доля нормального напряжения в кулоновском напряжении увеличивается. Когда коэффициент трения равен нулю, напряжение Кулона эквивалентно напряжению сдвига, а когда коэффициент трения равен 0,8, вклад нормального напряжения (normal stress) в напряжение Кулона близок к напряжению сдвига (shear stress). Следовательно, когда коэффициент трения достигает максимального значения, масштаб зоны высокой сейсмической опасности также будет достигать максимума.

На рисунке 4.1 представлены графические изменения кулоновского напряжения из работы [87], рассчитанные для случая вертикального

правостороннего сдвигового разлома (vertical strike slip) параллельного активному разлому (рисунок 4.1А), а так же изменения кулоновского напряжения на оптимально ориентированных плоскостях (рисунок 4.1В) для заданного регионального одноосного сжатия и предполагаемого коэффициента трения $\mu' = 0.75$.

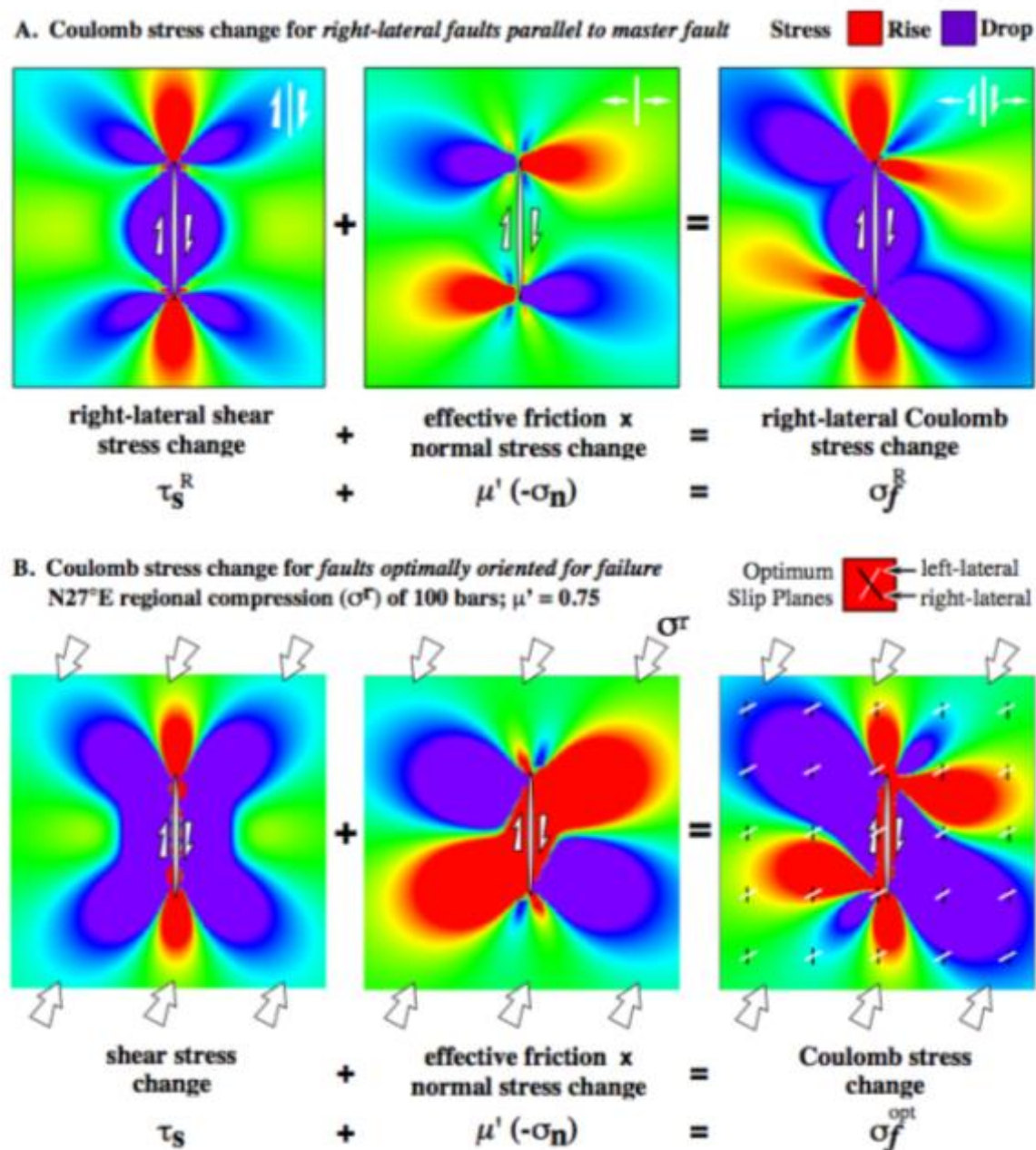


Рисунок 4.1. Иллюстрация изменения кулоновского напряжения [93]

На рисунке 4.1 изменения напряжений отображаются градуированными цветами; зеленый цвет означает отсутствие изменений в напряжении, красный цвет – подъем (взброс), сине-фиолетовый – опускание (сброс). Согласно выражению (1), когда напряжение Кулона увеличивается, это означает, что разлом с большей вероятностью сдвинется и даже вызовет новое землетрясение в этом месте. В противоположность этому, когда напряжение Кулона уменьшается, то разлом сохраняется в безопасном состоянии.

При формировании входного файла для программы Coulomb 3.3, необходимо указать тип разлома, поскольку результаты расчетов кулоновского напряжения зависят от типа геологического разлома, для которого они рассчитываются. Известно, что существуют различные типы разломов, которые могут быть классифицированы в соответствии с относительным перемещением двух соседних точек на линии разлома при движении разлома.

Разлом сдвига - определяется силой сдвига с обеих сторон, две стенки разлома перемещаются относительно друг друга без вертикального перемещения. В зависимости от относительного направления движения двух стенок его можно разделить на левосторонний сдвиг и правосторонний сдвиг (рисунок 4.2).

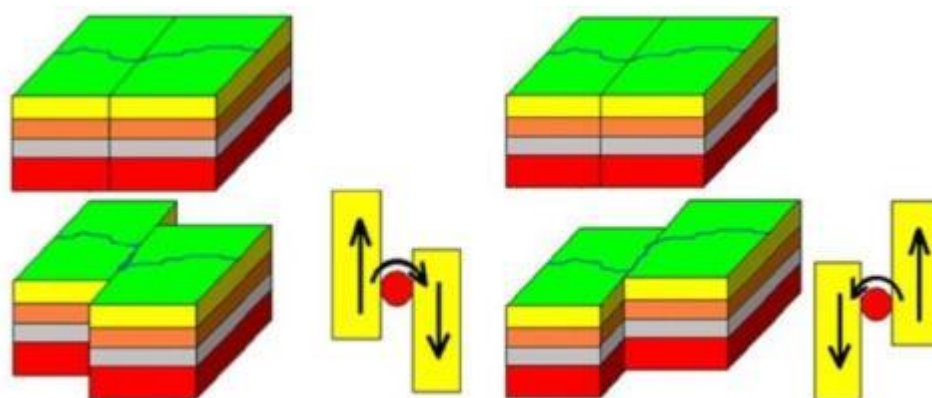


Рисунок 4.2 - Пример правосторонних и левосторонних разломов сдвига [94]

Разлом взброса - когда висячее крыло поднимается вверх, а другое опускается вниз (рисунок 4.3), в основном образуется за счет горизонтального выдавливания и силы тяжести.

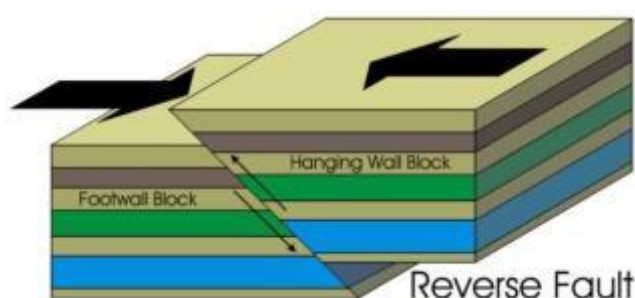


Рисунок 4.3 - Типичный взброс [94]

Разлом сброса – когда подвесная стенка опускается, а опорная стенка поднимается (рисунок 4.4). Он в основном формируется под действием растягивающего напряжения и силы тяжести.

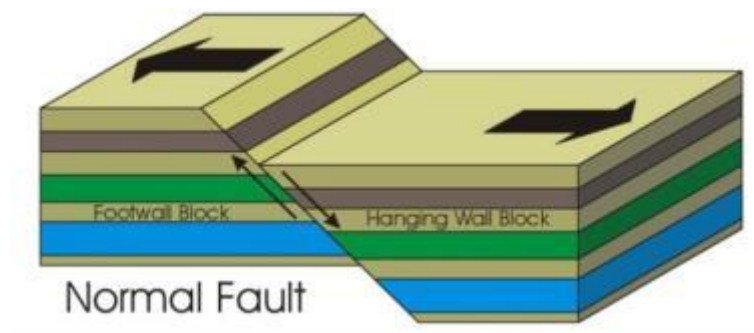


Рисунок 4.4 – Типичный сброс [94]

Однако, типы разломов не ограничиваются тремя, приведенными выше, поскольку сбросовые и взбросовые разломы могут быть объединены со сдвиговым типом разлома, которые отражаются в различных направлениях скольжения на плоскости разлома, например, сдвиго-взбросовые, сдвиго-сбросовые, сбросо-сдвиговые разломы.

Также, при формировании входного файла для программы Coulomb 3.3, требуется задать информацию о геометрии разлома – углах *простиранья, скольжения и наклона (падения)*. Когда наблюдатель смотрит в направление простиранья, всякое крыло разлома находится справа от наблюдателя, и такое определение однозначно определяет направление простиранья. Значение угла простиранья (ϕ) определяется как стрелка, повернутая с севера на простиранье разлома по часовой стрелке (рисунок 4.5). Угол ϕ находится в диапазоне от 0 до 360 градусов. Угол падения (δ) определяется как угол от горизонтальной поверхности вниз к плоскости разлома, который находится в диапазоне от 0 до 90 градусов.

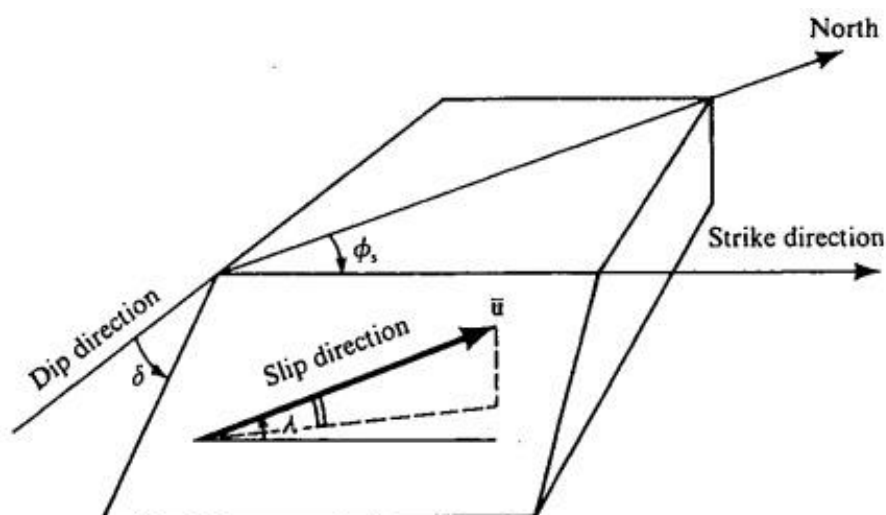


Рисунок 4.5- Направления простиранья, падения и угла наклона [95]

Угол скольжения разлома есть вектор, определяемый как смещение всячего крыла относительно опорного крыла. Величина \vec{u} - это расстояние угла скольжения, а направление \vec{u} - это направление скольжения, а угол

скольжения (λ) определяется как угол между направлением угла простираания разлома и направлением скольжения. Значение угла скольжения рассчитывается против часовой стрелки от угла простираания до угла скольжения, а степень наклона составляет от -180 градусов до +180 градусов.

Таким образом, на первом шаге работы с Программой Coulomb3.3, (на входе) пользователь вводит в программу информацию о местоположении границы исследуемой области, о местоположении разлома, длину, ширину, магнитуду последнего землетрясения, угол простираания, угол скольжения и угол падения (рисунок 4.6).

The screenshot shows the 'Build input from CMT or focal mech. data' window in Coulomb 3.3. It is divided into two main sections: 'Study area' and 'Fault elements'.

Study area section:

- Reference point (x,y) = (0,0) with lon.(°E) 74.000 and lat.(°N) 41.500.
- Lon.(°E) range: min(°) 74.000, max(°) 81.500, incr.(°) 0.050.
- Lat.(°N) range: min(°) 41.500, max(°) 45.500, incr.(°) 0.050.
- Buttons: 'Calc.' and 'Add to map'.
- Coordinates in km: x start 0.00, y start 0.00, x finish 604.73, y finish 444.78, x incr. 4.03, y incr. 5.56.

Fault elements section:

- Fault reference point: ☒ Start-point per Aki-Richards, ☐ Fault center.
- lon.(°E) 130.178, lat.(°N) 33.741, depth to source 7.50 km.
- length (km) 20.00, width (km) 10.00, button 'From empirical relations'.
- Mw 6.6.
- strike 303.0, dip 81.0, rake 4.0, ID number 1.
- Coordinates: x start 4441.25, y start -862.76, x finish 4424.47, y finish -851.87.
- right lat.(m) -1.47, rev. slip(m) 0.10, top 7.50, bottom 17.38.
- Buttons: 'Calc.' and 'Add to map'.

At the bottom are buttons: 'Edit all input parameters', 'Cancel', and 'OK'.

Рисунок 4.6- Окно для ввода входных данных в Coulomb 3.3

На выходе пользователь получает файл.inp в формате ASCII (рисунок 4.7), и карту расположения разломов на координатной сетке (2D-вид полилинейной модели исследуемого региона (рисунок 4.8) - пример для территории Северного Тянь-Шаня).

```

Zailisky Kemlin - Блокнот
Файл  Правка  Формат  Вид  Справка
header line 1
header line 2
#reg1= 0 #reg2= 0 #fixed= 1 sym= 1
PR1= 0.250 PR2= 0.250 DEPTH= 45.000
E1= 8.000e+05 E2= 8.000e+05
XSYM= .000 YSYM= .000
FRIC= 0.400
S1DR= 19.000 S1DP= -0.010 S1IN= 100.000 S1GD= 0.000
S2DR= 89.990 S2DP= 89.990 S2IN= 30.000 S2GD= 0.000
S3DR= 109.000 S3DP= -0.010 S3IN= 0.000 S3GD= 0.000

# X-start Y-start X-fin Y-fin Kode rt.lat reverse dip angle top bot
xxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx
1 105.66 121.87 215.96 174.01 100 -7.61 0.53 60.0000 40 48.66 Fault 1
1 174.14 159.45 282.51 206.13 100 -5.57 0.39 60.0000 40 48.66 Fault 2
1 279.94 204.93 330.97 214.94 100 -2.25 0.16 60.0000 40 48.66 Fault 3
1 317.28 212.72 352.21 214.85 100 -2.36 0.17 60.0000 40 48.66 Fault 4
1 349.37 214.94 387.59 232.36 100 -1.97 0.14 60.0000 40 48.66 Fault 5
1 370.82 228.28 394.96 246.09 100 -1.95 0.14 60.0000 40 48.66 Fault 6
1 386.7 235.96 396.05 244.99 100 -0.8 0.06 60.0000 40 48.66 Fault 7
1 398.96 243.41 418.16 254.14 100 -1.33 0.09 60.0000 40 48.66 Fault 8
1 415.4 248.3 429.29 250.10 100 -1.05 0.07 60.0000 40 48.66 Fault 9
1 96.79 117.09 284.79 168.87 100 -9.49 0.66 90.0000 40 50.00 Fault 10
1 168.65 134.32 403.42 236.4 100 -10.21 0.71 90.0000 40 50.00 Fault 11
1 144.46 234.51 229.25 248.85 100 -5.41 0.38 70.0000 40 49.4 Fault 12
1 229.22 243.29 318.42 278.79 100 -6.84 0.48 75.0000 40 49.66 Fault 13
1 117.19 151.11 206.67 230.14 100 -13.98 0.98 80.0000 40 49.85 Fault 14
1 295.99 220.83 358.59 234.14 100 -5.14 0.36 80.0000 40 49.85 Fault 15

Grid Parameters
1 ----- Start-x = 0.000000
2 ----- Start-y = 0.000000
3 ----- Finish-x = 604.7298171
4 ----- Finish-y = 444.7797066
5 ----- x-increment = 4.0315321
6 ----- y-increment = 5.5597463

Size Parameters
1 ----- Plot size = 2.000000
2 ----- Shade/Color increment = 1.000000
3 ----- Exaggeration for disp.& dist. = 10000.000000

Cross section default
1 ----- Start-x = -16.000000
2 ----- Start-y = -16.000000
3 ----- Finish-x = 18.000000
4 ----- Finish-y = 26.000000
5 ----- Distant-increment = 1.000000
6 ----- Z-depth = 30.000000
7 ----- Z-increment = 1.000000

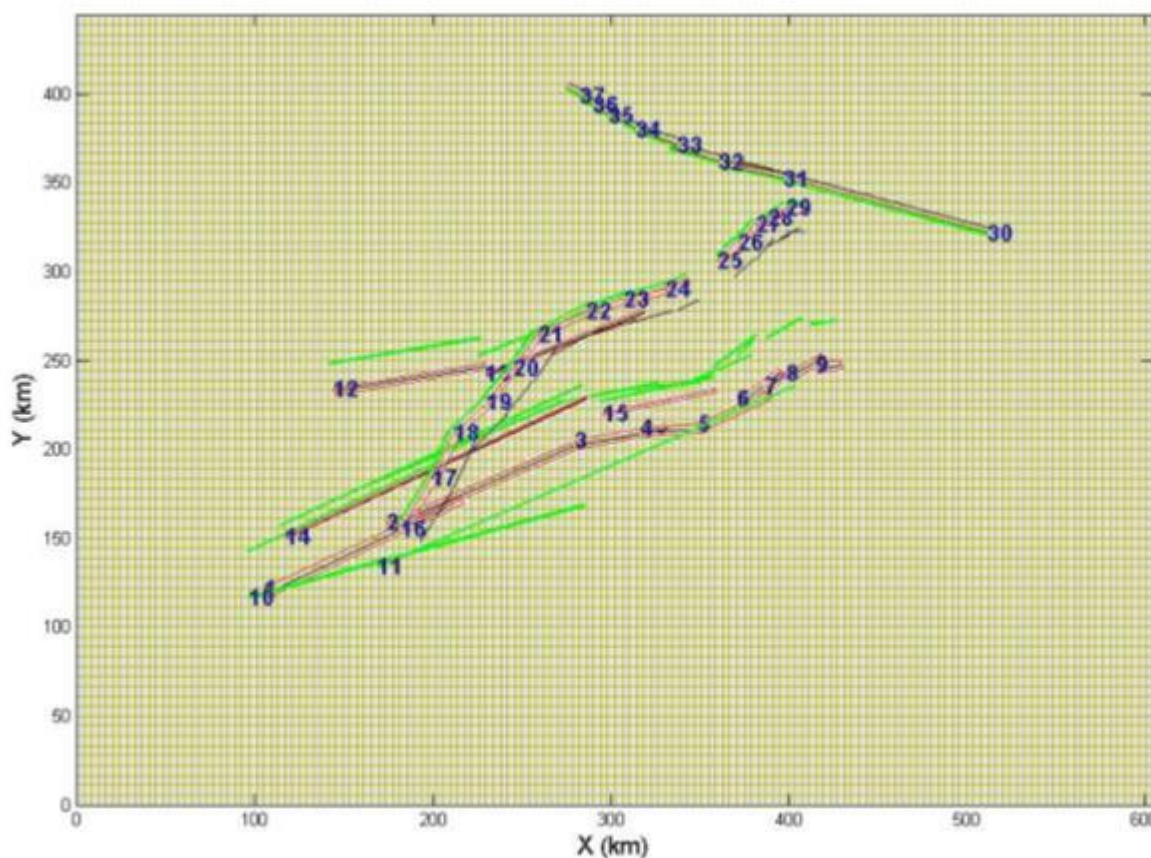
Map info
1 ----- min. lon = 74.000000
2 ----- max. lon = 81.500000
3 ----- zero lon = 74.000000
4 ----- min. lat = 41.500000
5 ----- max. lat = 45.500000
6 ----- zero lat = 41.500000

```

Рисунок 4.7 - Выходной файл с параметрами исследуемых разломов

В верхней части выходного файла (рисунок 4.7) представлены некоторые константы, включая модуль Юнга, коэффициент трения и т.д., а также некоторые параметры поля напряжений в данной области. Средняя часть - это параметры разлома, включая начальные и конечные координаты в декартовой системе координат, горизонтальное и вертикальное смещение вдоль плоскости

разрыва, угол падения и верхнюю и нижнюю глубину разлома. Нижняя часть - это информация о координатах и размере сетки карты (исследуемой области).



Разломы: 1-9 – Чилик-Кеминский; 10-11 – Заилийский; 12-13 – Алтынэмельский; 14-15 – Алматинский; 16-29 – Каскеленский; 30-37 – Южно-Джунгарский.

Рисунок 4.8- 2D-вид полилинейной модели исследуемого региона (пример для территории Северного Тянь-Шаня), сформированный на промежуточном этапе работы Программы Coulomb 3.3

После этого, пользователь обращается к окну «инструменты» и выбирает (задает) нужные параметры расчетов, например, изменение напряжения Кулона, нормального напряжения, касательного напряжения, значение глубины на которой производятся расчеты. В итоге, пользователь получает модель кулоновского переноса напряжений на выбранных геологических разломах.

4.2 Количественный анализ и результаты расчетов долговременных параметров сейсмичности

В соответствии с изложенной выше методикой, последовательные шаги моделирования кулоновского переноса напряжений требовали проведения следующих работ:

- Изучить и выбрать основные известные геологические разломы на территории Северо-Тянь-Шаньского региона с учетом их типа.
- Провести расчеты по компьютерной программе Coulomb 3.3 для выбранных геологических разломов.
- Проанализировать результаты расчетов и показать, как смещение активных разломов (источник) влияет на неактивные разломы (приемник) и окружающую территорию, разработать карту оценки сейсмической опасности для территории Северного Тянь-Шаня по методу переноса Кулоновских напряжений.
- Провести сравнительный анализ полученной новой карты с уже используемой для этой территории Картой общего сейсмического зонирования и сделать вывод о степени их соответствия.

Выбор разломов для расчета по программе Coulomb 3.3. Для расчетов были выбраны активные разломы на территории Северного Тянь-Шаня, где происходили катастрофические землетрясения мирового масштаба [29]: Чилик-Кеминский, Заилийский, Алматинский, Алтынэмельский, Каскеленский и Южно-Джунгарский (рисунок 4.9). Геологическое описание этих разломов приведено выше в главе 3.

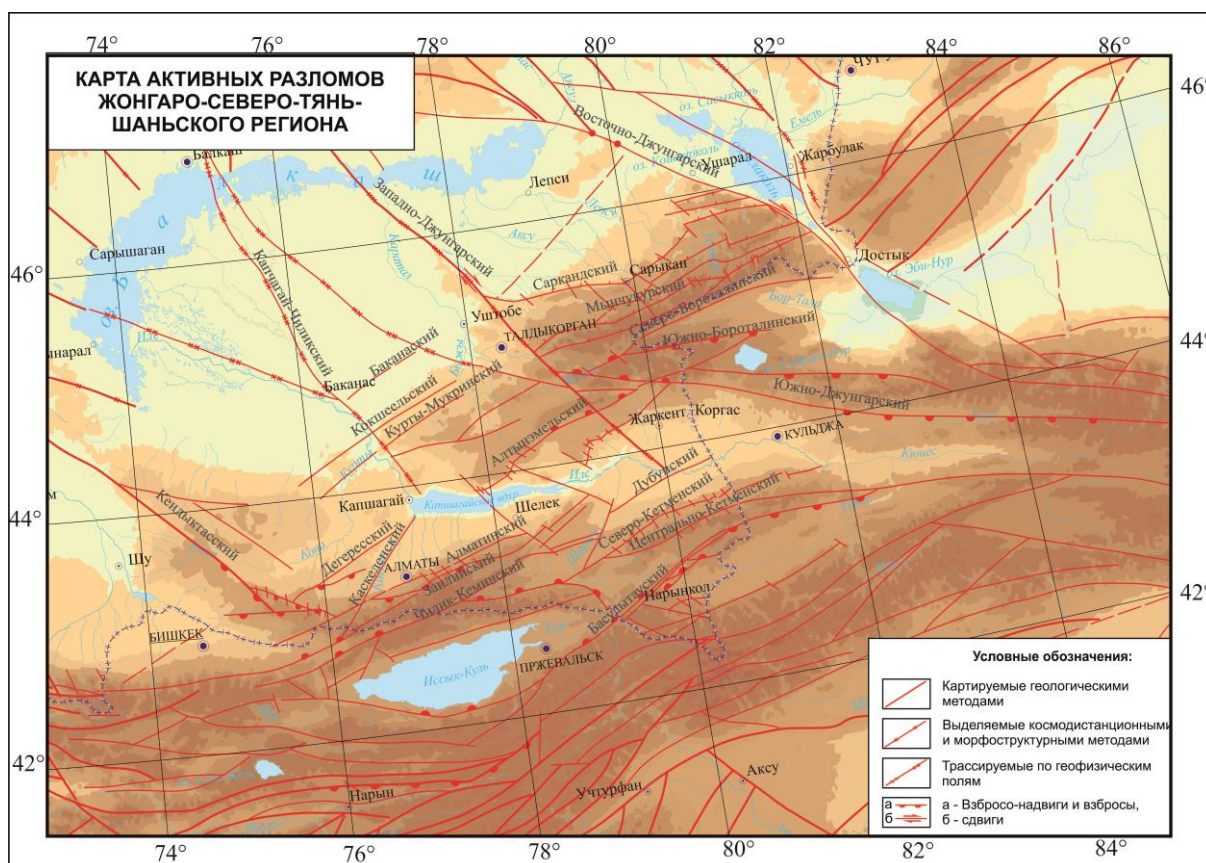


Рисунок 4.9 - Активные разломы Северо-Тянь-Шаньского региона [29]

Выбранные разломы имеют протяженность от 300 км и более. Параметры конкретного разлома (углы простирания, падения, магнитуда произошедших

землетрясений, тектоническая активность) изменяются по длине разлома, поэтому каждый из выбранных разломов был поделен на отдельные сегменты (отрезки) с приблизительно однородными значениями параметров. В таблице 4 приведены параметры указанных геологических разломов, которые затем вводились во входной файл программы Coulomb 3.3. Для расчетов выбрана основная глубина 20 км, где в основном сосредоточены гипоцентры сильных землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня, коэффициент трения задан $\mu' = 0.4$, а для сравнения результатов расчетов дополнительно выбрана глубина 45 км при коэффициенте трения $\mu' = 0.8$.

На рисунке 4.10 показаны изменения напряжения Кулона на территории Северного Тянь-Шаня на глубине 20 км, рассчитанные по программе Coulomb 3.3. Видно, что по всей длине Южно-Джунгарского разлома и на северо-западной части Алтынэмельского и Каскеленского разломов можно увидеть высокие значения напряжения Кулона (красный цвет). Согласно приведенному выше описанию, афтершоки, наиболее вероятно произойдут именно в этих районах, поскольку значения изменения напряжения Кулона и их диапазоны достигают здесь максимума.

Таблица 4- Параметры геологических разломов: название разлома (Fault name), координаты, угол падения (dip angle), угол простирания (strike angle), длина простирания (length), магнитуда (Mw), тип подвижки (type)

Fault name	Point longitude	Point latitude	Point longitude	Point latitude	dip angle	strike angle	length/km	Mw	net slip rate	type
Zailiysky	75,310	42,596	76,623	43,039	57-67° N	64,704646	122	7,55		Reverse
Zailiysky	76,159	42,934	77,490	43,327	57-67° N	66,7821	118	7,53		Reverse
Zailiysky	77,471	43,343	78,077	43,414	57-67° N	78,900086	52	7,09		Reverse
Zailiysky	77,934	43,413	78,358	43,421	57-67° N	86,511919	35	6,88		Reverse
Zailiysky	78,332	43,433	78,790	43,568	57-67° N	65,546517	42	6,98		Reverse
Zailiysky	78,598	43,553	78,903	43,702	57-67° N	53,670048	30	6,8		Reverse
Zailiysky	78,795	43,622	78,914	43,698	57-67° N	46,020804	13	6,37		Reverse
Zailiysky	78,947	43,689	79,178	43,772	57-67° N	60,81505	22	6,65		Reverse
Zailiysky	79,151	43,733	79,320	43,743	57-67° N	82,625668	14	6,39		Reverse
Chilik-Keminsky	75,200	42,553	77,382	42,969	90°	74,6	195	7,79		Reverse
Chilik-Keminsky	76,091	42,708	78,948	43,544	90°	66,5	256	7,95		Reverse
Altynemelskiy	75,791	43,609	76,842	43,688	50-80° NW	80.4	86	7,41		Reverse
Altynemelskiy	76,842	43,688	78,002	43,926	70-80° NW	68.3	96	7,48		Reverse
Altynemelskiy	75,453	42,859	77,583	43,421	80° SSE	65	187	7,86		Reverse
Altynemelskiy	77,670	43,486	78,453	43,543	80° SSE	78	64	7,25		Reverse
Kaskelensky	76,25	42,9	76,477	43,16	60-80° NW	31,90034	34	6,87	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	76,48	43,16	76,626	43,38	60-80° NW	24,37327	28	6,79	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	76,63	43,38	76,878	43,55	60-80° NW	46,2908	28	6,79	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	76,85	43,55	77,045	43,72	60-80° NW	38,35732	25	6,72	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	77,05	43,72	77,212	43,88	60-80° NW	34,31389	23	6,69	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	77,22	43,88	77,584	44,02	60-80° NW	61,63701	33	6,87	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	77,55	44	77,845	44,06	60-80° NW	71,89655	24	6,71	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	77,82	44,06	78,105	44,11	60-80° NW	74,56348	24	6,71	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	78,11	44,11	78,259	44,16	60-80° NW	64,13553	13	6,43	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	78,47	44,26	78,605	44,35	60-80° NW	45,55878	15	6,48	0,05	Strike-slip
Kaskelensky	78,61	44,35	78,737	44,44	60-80° NW	41,85828	15	6,48	0,05	Strike-slip

Продолжение таблицы - 4

Kaskelensky	78,737	44,444	78,901	44,491	60-80° NW	65,733932	14	6,45	0.05	Strike-slip
Kaskelensky	78,819	44,472	78,943	44,523	60-80° NW	57,657912	12	6,35	0.05	Strike-slip
Kaskelensky	78,943	44,523	79,067	44,520	60-80° NW	89,023376	100	6,28	0.05	Strike-slip
South-Dzungariansky	80,346	44,392	78,850	44,745	80-90° N	285,00782	15	7,64	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	78,922	44,670	78,483	44,750	80-90° N	281,69539	38	6,92	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	78,471	44,758	78,138	44,835	80-90° N	285,63139	28	6,77	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	78,179	44,843	77,891	44,919	80-90° N	288,18539	25	6,7	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	77,891	44,919	77,663	45,015	80-90° N	298,85531	21	6,61	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	77,700	44,990	77,598	45,041	80-90° N	303,08738	10	6,21	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	77,598	45,041	77,501	45,092	80-90° N	305,15101	96	6,2	0.35-0.29	Reverse
South-Dzungariansky	77,501	45,092	77,406	45,133	80-90° N	299,67665	88	6,15	0.35-0.29	Reverse

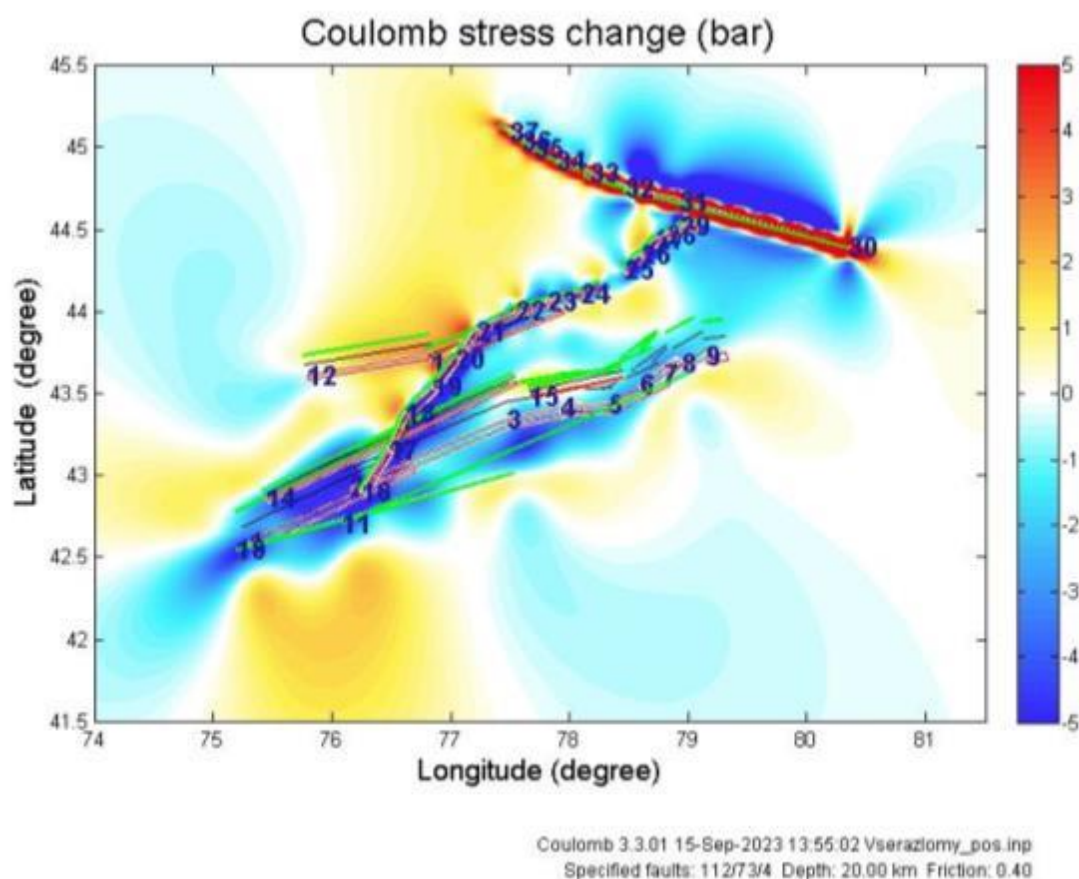


Рисунок 4.10- Изменения напряжения Кулона на территории Северного Тянь-Шаня на глубине 20 км, рассчитанные по программе Coulomb 3.3

На рисунке 4.11 показано изменение напряжения Кулона на глубине 45 км, при коэффициенте трения 0,8. Видно, что напряжение Кулона на глубине 45 км достигает своих максимальных значений (5 бар) по всей длине разломов, что более наглядно показывает рисунок 4.12 (фрагмент рисунка 4.12, сделанный для поперечного сечения вдоль линии А – В на концах разломов Чилик-Кеминский, Заилийский, Алматинский, Алтынэмельский и Каскеленский).

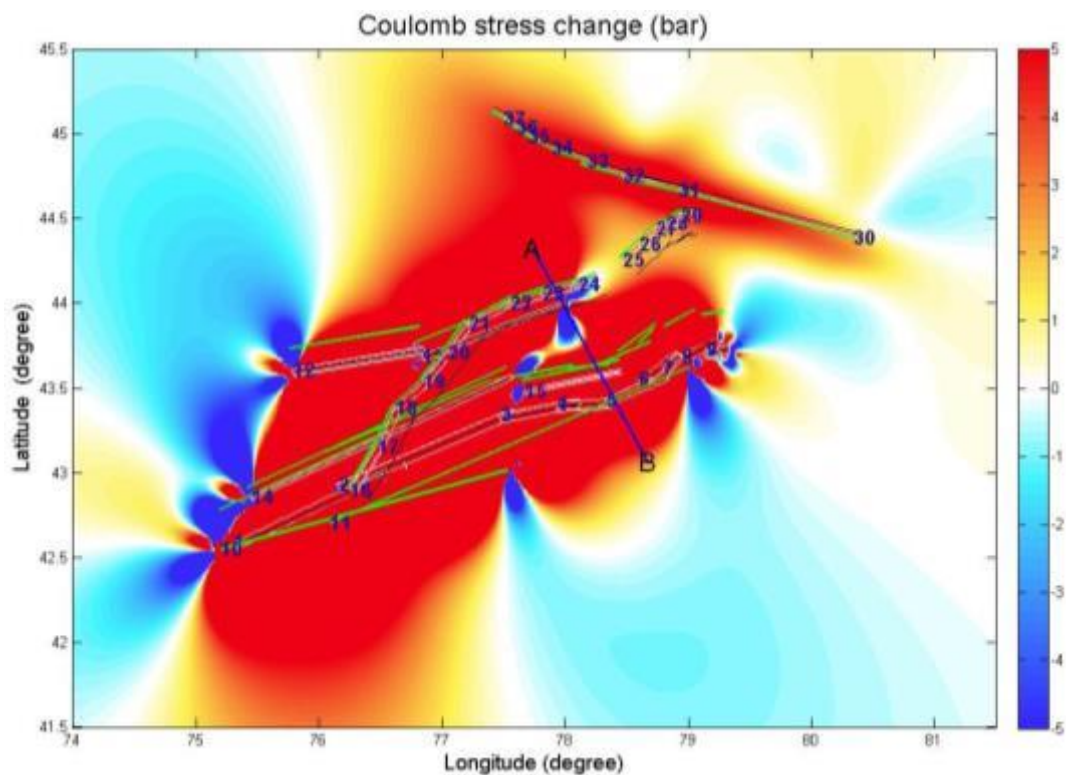


Рисунок 4.11- Изменения напряжения Кулона на территории Северного Тянь-Шаня на глубине 45 км, рассчитанные по программе Coulomb 3.3

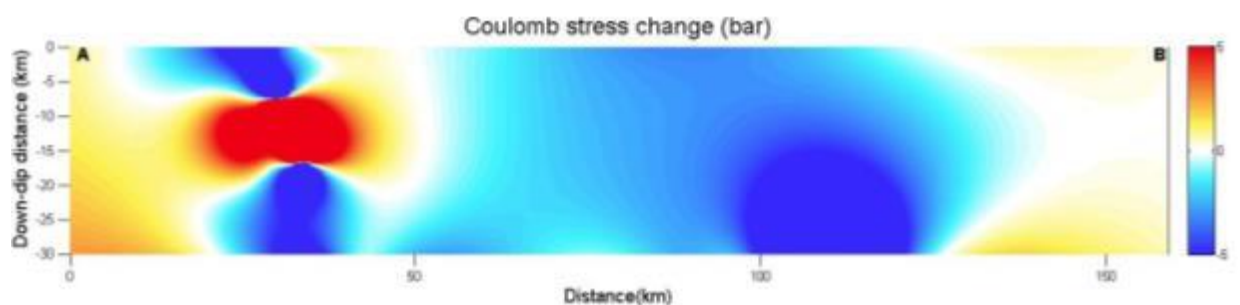


Рисунок 4.12 - Изменение напряжения Кулона на глубине 45 км на концах разломов Чилик-Кеминский, Заилийский, Алматинский, Алтынэмельский и Каскеленский (поперечное сечение вдоль линии А – В на рисунке 4.11)

4.3 Карта сейсмической опасности территории Северо-Тянь-Шаньского региона по данным моделирования переноса кулоновского напряжения

На рисунке 4.13 приведена карта сейсмической опасности территории Северо-Тянь-Шаньского региона по результатам моделирования переноса кулоновского напряжения по программе Coulomb 3.3. Из рисунка 4.13 видно, что сейсмическая опасность характеризуется высокими значениями напряжения Кулона по разломам Южно-Джунгарский и Алтынэмельский, на северо-восточной части разлома Каскеленский и на юго-западной части разлома Заилийский, что не исключает вероятность возникновения здесь сильных сейсмических событий в будущем.

На рисунке 4.14 приведена Карта общего сейсмического зонирования территории Северо-Тянь-Шаньского региона в баллах макросейсмической шкалы интенсивности MSK-64 (K), разработанная ранее в Институте сейсмологии МЧС РК и используемая в настоящее время, в том числе, для решения задач прогноза сейсмической опасности.

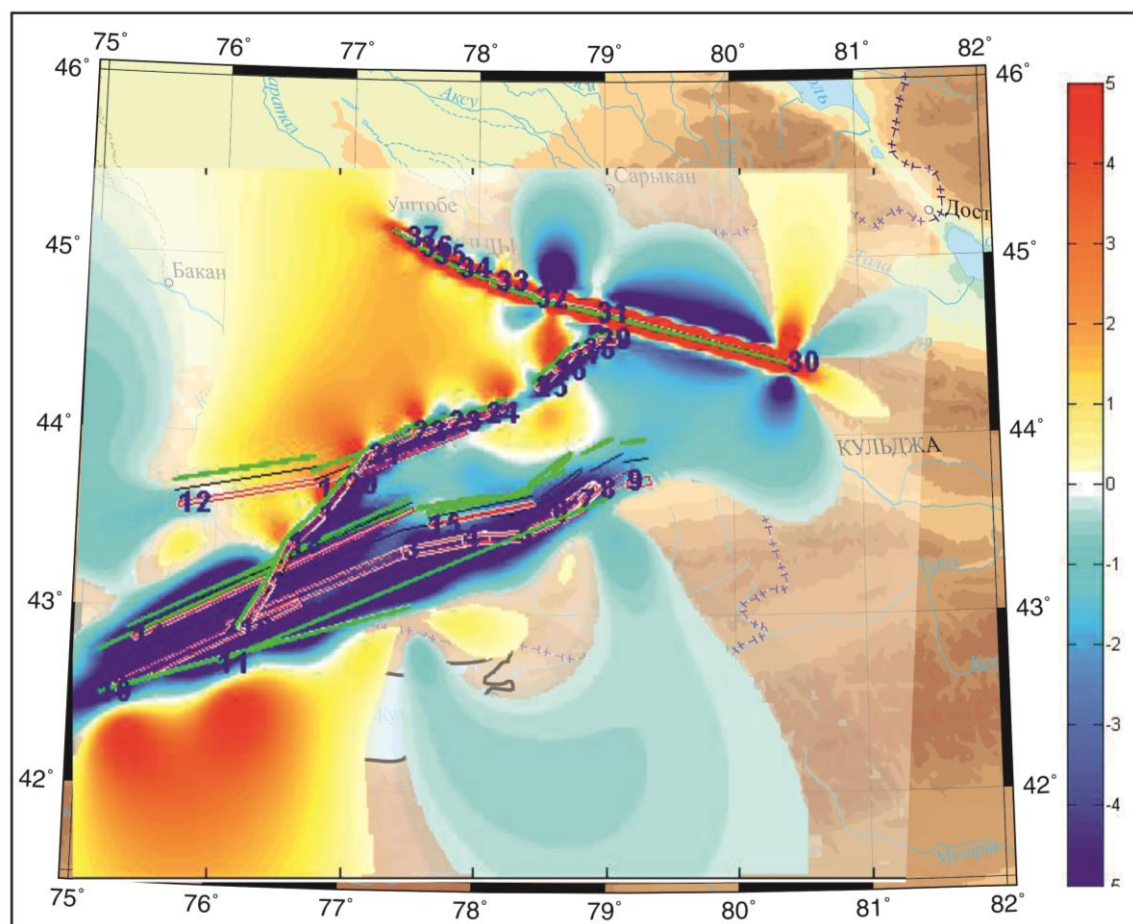


Рисунок 4.13- Карта сейсмической опасности Северо-Тянь-Шаньского региона по результатам моделирования переноса кулоновского напряжения по программе Coulomb 3.3

задач сейсмического прогноза, а именно, будет проводиться более детальный анализ сейсмологической и другой информации о параметрах земной коры на этой территории, что позволит избежать «пропуска цели» если в этом районе будет назревать ситуация повышения сейсмической опасности. В этом состоит практическая польза внедрения в практику сейсмологических исследований в Казахстане нового метода – моделирования кулоновского переноса напряжений на активных геологических разломах.

Выводы:

1) Впервые в Казахстане реализована компьютерная программа Coulomb 3.3, предназначенная для расчета изменений статического кулоновского, касательного (сдвигового) и нормального напряжений на активных плоскостях геологических разломов, разработанная учеными из Киотского университета (Япония) и Национальной геологической службы США, и любезно предоставленная докторанту его зарубежным консультантом *Питером Сэммондс* (Лондон, Великобритания).

2) Проведено моделирование кулоновского переноса напряжений на активных разломах Северного Тянь-Шаня: Чилик-Кеминский, Заилийский, Алматинский, Алтынэмельский, Каскеленский и Южно-Джунгарский, где были сосредоточены эпицентры сильнейших землетрясений, произошедших на территории Казахстана, показано, что наиболее сильное кулоновское напряжение сосредоточено на концах изучаемых разломов.

3) Впервые разработана Карта сейсмической опасности Северо-Тянь-Шаньского региона по результатам моделирования переноса кулоновского напряжения и проведен ее сравнительный анализ с Картой общего сейсмического зонирования данной территории в баллах макросейсмической шкалы интенсивности MSK-64 (К). Показано, что в районе северо-восточной части разлома Каскеленский, на юго-западной части разлома Заилийский, а также по разломам Южно-Джунгарский и Алтынэмельский наблюдаются самые высокие значения напряжения Кулона (5 бар), что говорит о повышенной вероятности возникновения здесь сильных сейсмических событий в будущем, чего не предсказывает используемая в настоящее время карта оценки сейсмической опасности, что требует повышенного внимания при решении задач сейсмического прогноза во избежание «пропуска цели» при возможном назревании в этих районах сейсмической активизации.

5 СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА

Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньский регион состоит из двух крупных сейсмоактивных зон - Северо-Тянь-Шаньской и Джунгарской. Наибольшей активностью за последние 100 с лишним лет характеризуется Северо-Тянь-Шаньская зона, где эпицентры сильных землетрясений вытянуты в широтном направлении около 50 км. Районы (хребты Заилийский Алатау, Кунгей Алатау, восточная часть Киргизского хребта) очагов сильнейших землетрясений (1885г. Беловодское землетрясение; 1887г. Верненское землетрясение; 1889г. Чиликское землетрясение; 1911г. Кеминское землетрясение; 1938г. Кеминско-Чуйское землетрясение; 1978г. Жаланаш-Тюпское землетрясение; 1990г. Байсорунское землетрясение) особенно являются высокосейсмичными. Менее активным является западное погружение Киргизского хребта, где максимальная магнитуда наблюдаемых землетрясений за последние 100 лет не превышала 6,0 [46].

На Северном-Тянь-Шане эпицентры слабых землетрясений по распределению делятся на восточную и западную подзону. В восточной подзоне в районах хребтов (Кунгей Алатау, Заилийский, Киргизский) наблюдается большое число очагов землетрясений, а в западной части (западнее 74° меридиана) отмечается слабая сейсмичность.

С начала 70-х годов, после 30-летнего периода затишья произошел ряд землетрясений с $M=5,5-6,8$ на Северо-Тянь-Шаньской зоне. Обращает на себя внимание тот факт, что, если до конца 30-х годов распределение очагов сильных землетрясений носило явно близширотный характер, то за последние 20-25 лет они имеют тенденцию к близмеридиональному простиранию. Так, после ряда сильных землетрясений 1951-1969гг. в районе пика Хан-Тенгри (хребет Кокшаал) в близмеридиональном направлении от этой зоны произошли Сарыкамышское 1970г. ($M=6,8$) и Жаланаш-Тюпское 1978 г. ($M=6,8$), а на северном ее фланге в 1979г. имело место Баканасское ($M=5,8-6,0$) землетрясения.

Вторая сейсмоактивная зона, приуроченная к Джунгарии, также имеет субширотную ориентацию. Преобладающая часть сильных землетрясений располагаются в южной части поднятия. Самые сильные землетрясения (1958, 1962) в этой зоне расположены в ее восточной части, причем подавляющее большинство эпицентров слабых землетрясений располагаются в двух высокосейсмичных районах изометричной формы [46].

Изучение сейсмичности и особенностей сейсмического режима различных регионов является одним из основных элементов современного сейсмического районирования. Данные о характеристиках сейсмичности и сейсмического режима используются в той или иной мере на всех этапах сейсмического районирования: при выделении зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) разных максимальных магнитуд; при оценке максимального для данного региона землетрясения в ближайшие годы; для

древнейших времен по 2021 год для территории, ограниченной координатами 41°00'-47°00' с.ш. и 73°00'-82°00' в.д. Основные принципы, теоретические и методические основы составления которых, подробно описаны в опубликованных работах [98-101,96]. В каталог сильных землетрясений включены в хронологическом порядке данные о землетрясениях, начиная с магнитуды $M \geq 4,8$ или с энергетическим классом $K \geq 12,6$. Каталог слабых землетрясений включает события с энергетическим классом от $K \geq 4$ за 1951-2021 гг. Для перехода от энергетической (по Раутиан) шкалы (от энергетического класса - K) к магнитуде (M) использованы соотношения, полученные в работах [96, 101,102]:

$$K = 1,8MLH + 4,0 \quad (M < 5,5);$$

$$K = 1,5MLH + 5,6 \quad (M \geq 5,5); \quad (2)$$

$$K = 5,44 + 1,52M_s \quad (K > 12,6);$$

$$M_s = 1,0MLH - 0,1;$$

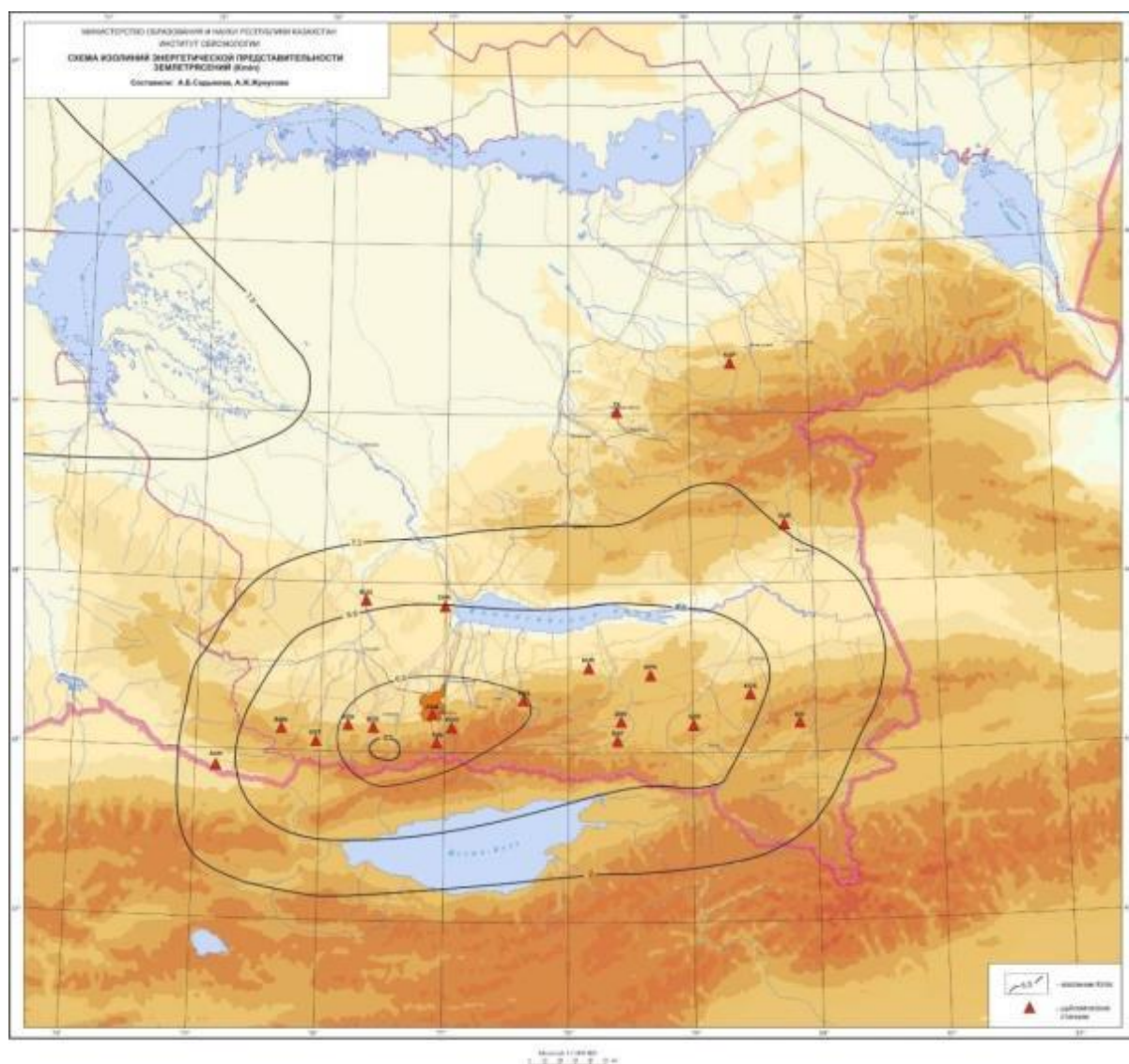
$$K = 2,13 MPVA + 0,66;$$

где $K = \lg E$ (Дж) – энергетический класс; M_s – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей поверхностной волны по среднепериодной аппаратуре; MLH – магнитуда, определяемая по горизонтальным составляющим поверхностной волны по среднепериодной аппаратуре; $MPVA$ – магнитуда, определяемая по вертикальной составляющей продольной волны по короткопериодной аппаратуре в ближней ($MPVA$) зоне.

Представительность землетрясений за разные периоды наблюдений.

При изучении сейсмической обстановки любого района, достоверность выводов существенно зависит от нижнего энергетического уровня сейсмических толчков (K_{min}), регистрируемых без пропусков. Оценка уровня K_{min} , т.е. той минимальной энергии землетрясений, начиная с которой практически все события включаются в каталог землетрясений исследуемого района, имеет важное значение, поскольку уровень K_{min} меняется с течением времени в связи с изменением количества сейсмических станций в регионе. Оценка представительности землетрясений была проведена 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 K_{min} [103-105]. На изучаемой территории оценка представительности землетрясений проведена в работах [96] с

использованием различных способов. В качестве примера на рисунке 5.2 приведена схема изолиний энергетической представительности землетрясений (K_{min}) для территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона из работы. Видно, 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 Заилийского и Кунгей Алатау. Землетрясения с $K \geq 6,5$ представительно регистрируются практически во всем регионе.



- 1 – по радиусам представительной регистрации;
2 – по расчетным данным; 3 – сейсмические станции

Рисунок 5.2 - Изолинии энергетической представительности землетрясений (K_{min}) из работы [96]

Землетрясения с $K=7$ без пропусков регистрируются и обрабатываются в пределах большей части Северного Тянь-Шаня и Джунгарии, а с $K=8$ – практически в пределах всего юго-востока Казахстана.

Результаты оценки представительности землетрясений в пределах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны разных энергетических классов выполнены способом накопления числа землетрясений [106], приведена в таблице 5.1. Полученные данные находятся в соответствии с основными этапами развития сейсмологических наблюдений на территории Средней Азии и Казахстана.

Таблица 5.1 – Оценка представительности землетрясений с $K \geq K_i$ для Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны [100]

№ п/п	Наименование зоны	Начало времени представительной регистрации землетрясений						
		$K \geq 9$	$K \geq 10$	$K \geq 11$	$K \geq 12$	$K \geq 13$	$K \geq 14$	$K \geq 15$
1	Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньская	1951	1951	1951	1926	1916	1891	1865

5.2 Эпицентральные поля очагов землетрясений

Для того, чтобы получить представление о пространственном распределении сейсмичности и выделить наиболее сейсмоактивные зоны, необходимы унифицированные каталоги слабых и сильных землетрясений. Карты эпицентров землетрясений являются одними из основных среди исходных материалов для изучения особенностей пространственного распределения сейсмичности. В последнее время получило распространение представление очагов землетрясений с учетом их размеров и простираения. Для землетрясений с $M \geq 6,1$ определены очаговые зоны в виде эллипсов, размеры которых вычислялись по следующим формулам (3) [99]:

$$\begin{aligned} \lg L_x (\text{км}) &= 0,5M - 1,8, \\ \lg W (\text{км}) &= 0,26M - 0,56. \end{aligned} \quad (3)$$

За разный промежуток времени наблюдений для исследуемой территории построены карты эпицентров землетрясений учитывая их представительность: 1) с магнитудой больше 4,8 с древнейших времен по 2021 г. (рисунок 5.3); 2) с энергетическим классом больше 8,6 ($M \geq 2,5$) с 1962 г. по 2021 г. (рисунок 5.4).

Оценка карты очагов сильных землетрясений показывает (рисунок 5.3), что большая часть их формируют три довольно небольшие линейные области – Северо-Тянь-Шаньскую, Джунгарскую и Юго-восточную.

Анализ карты эпицентров слабых землетрясений (рисунок 5.4) позволяет сделать вывод о неравномерности их площадного распределения. Эпицентры землетрясений заполняют всю территорию, отличаясь разной плотностью

сейсмических событий на разных участках. В пределах Северо-Тянь-Шаньской зоны высокая концентрация эпицентров землетрясений приурочена к центральной и восточной частям хр. Заилийский и Кунгей Алатау, а также к Киргизскому хребту и хр.Кетмень. Резко отличается по характеру поля эпицентров слабых землетрясений западный фланг хребта Заилийский и Кунгей Алатау, где отмечается значительно меньшее число слабых землетрясений, чем в центре и на востоке. В Джунгарии подавляющее большинство эпицентров слабых землетрясений располагаются в двух высокосейсмичных районах изометричной формы. По плотности эпицентров слабых землетрясений четко выделяются Терская (10) и Кокшаальская зоны.

Чу-Илийские горы, Илийская впадина, Северо-Джунгарская, Саркандская – характеризуются небольшим количеством землетрясений, эпицентры которых по площади распределены более или менее равномерно.

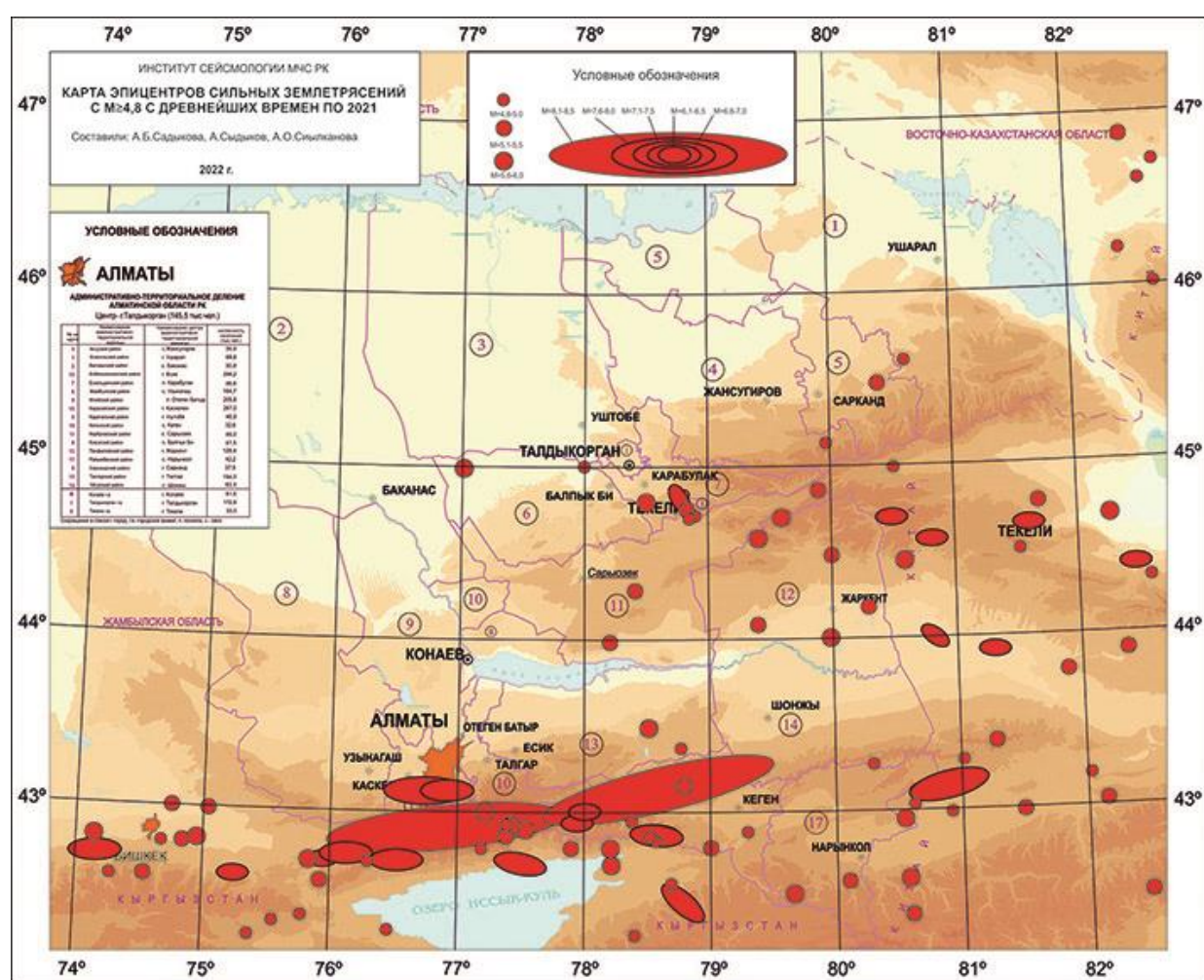


Рисунок 5.3 – Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,8$ с древнейших времен по 2021 г.

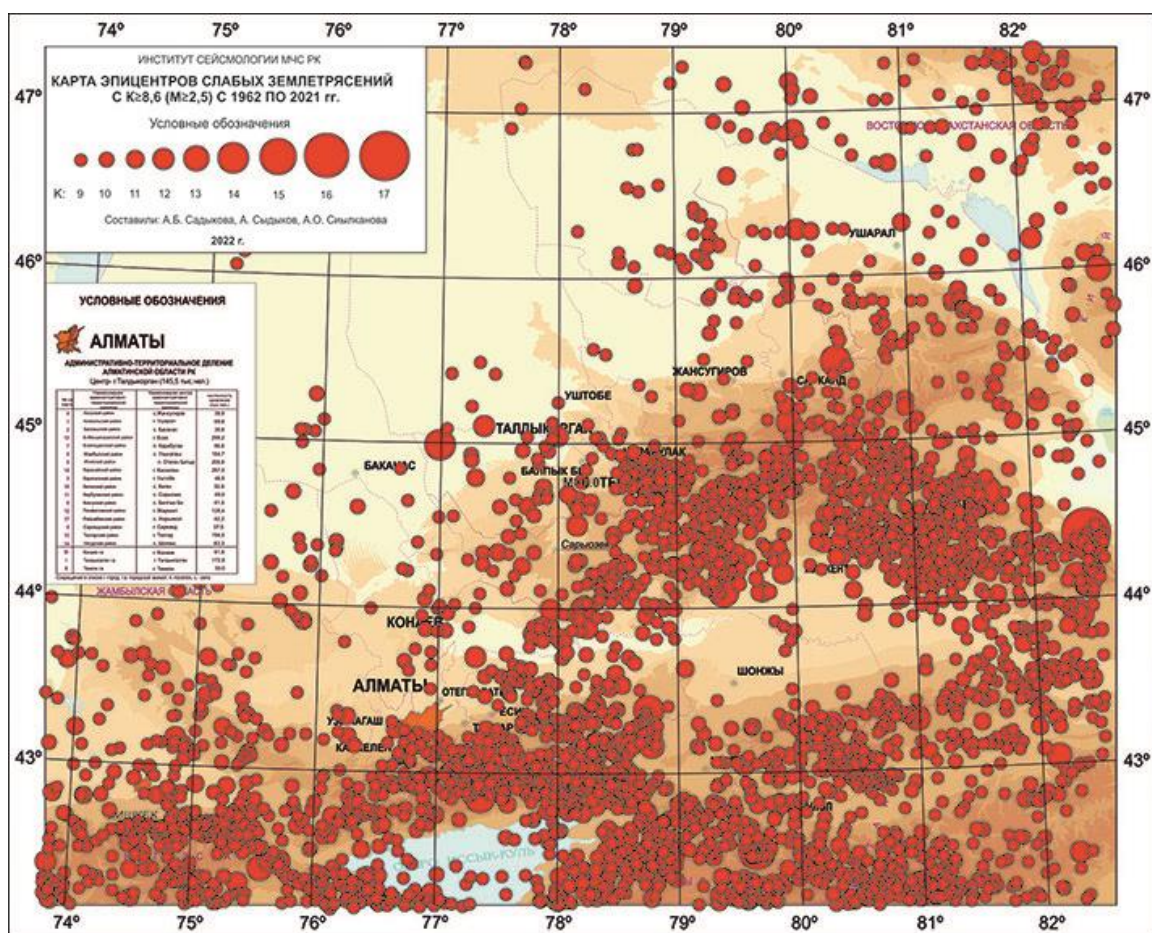


Рисунок 5.4 – Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 8,6$ ($M \geq 2,5$) с 1962 г. по 2021 г.

Макросейсмическое проявление сильных землетрясений. Территория ЖСТШР, как одна из высокосейсмичных регионов Центрально-Азиатского сейсмического пояса, подвержена частым и сильным землетрясениям. Особенно активны здесь территории хребтов Заилийский, Кунгей и Жонгарский Алатау. Только начиная с 1885 г., здесь произошло более 30 ощутимых и сильных землетрясений (не считая ощутимых афтершоков сильнейших землетрясений) (таблица 5.2). Среди них 5 сильнейших землетрясений (Беловодское 1885 г., Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г., Кемино-Чуйское 1938 г.) относятся к сейсмическим катастрофам, сопровождавшимся сеймотектоническими деформациями протяженностью от нескольких до сотен километров. В результате этих землетрясений г. Алматы был разрушен дважды до основания [99].

Первый раз это произошло 8 июня 1887 г. после Верненского землетрясения ($M=7,3$; $I_0=9-10$ баллов), эпицентр которого располагался в горах Заилийского Алатау на расстоянии 15 км от г. Алматы. Эпицентральной область землетрясения находилась на северном склоне хр. Заилийский Алатау. Она протягивалась от Котур-Булака до Аксяя в виде узкой полосы длиной около 35 км. Землетрясение сопровождалось повторными толчками, число которых, по неполным подсчетам, за 7 месяцев 1887 г. достигло 250.

Таблица 5.2 – Список сильных землетрясений ощущавшихся на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона

№	Название землетрясения	Дата	Координаты	Энергетический класс	Магнитуда	Балльность в эпицентре (I_0)
1	Беловодское	22.07.1885			$M=7,0$	9-10
2	Верненское	08.06.1887	$\varphi=43^{\circ}06'$ с.ш. $\lambda=76^{\circ}48'$ в.д		$M=7,3$	9-10
3	Чиликское	11.07.1889	$\varphi=43^{\circ}12'$ с.ш. $\lambda=78^{\circ}42'$ в.д		$M=8,3$	10
4	Кашгарское	22.08.1902				10
6	Кеминское	03.01.1911	$\varphi=43^{\circ}30'$ с.ш. $\lambda=77^{\circ}30'$ в.д		$M=8,2$	10-11
7	Кемино-Чуйское	20.06.1938			$M=6,9$	8-9
8	Сарыкамышское	05.06.1970			$M=6,8$	8-9
9	Жаланаш-Тюпское	25.03.1978			$M=6,8$	8-9
10	Баканасское	25.09.1979			$M=5,8$	7
11	Байсорунское	12.11.1990	$\varphi=42^{\circ}57'$ с.ш. $\lambda=78^{\circ}03'$ в.д	14,6	$M=6,3$	8
12	Сусамырское	19.08.1992	$\varphi=42^{\circ}04'$ с.ш. $\lambda=73^{\circ}38'$ в.д		$M=7,5$	9-10
13	Текелийское	13.06.2009	$\varphi=44^{\circ}46'$ с.ш. $\lambda=78^{\circ}49'$ в.д	13,9	$M=5,6$	7

5.3 Распределение землетрясений по глубине залегания очагов

При изучении сейсмического режима важное значение имеют сведения о глубинах залегания очагов землетрясений. Положение с определением глубин очагов землетрясений остается сложным в том плане, что для многих очагов значения глубин после проведения сводной обработки остаются неопределенными в силу объективных причин. Средние оценки показывают, что при Δ (эпицентральное расстояние до ближней станции) порядка глубины H , точность определений составляет 30% H . При $\Delta/H=10$ точность составляет уже 400% H . Поэтому для проведения анализа глубинного распределения очагов важным является использование материалов тех лет, когда сеть была наиболее развитой с максимальным количеством станций. Вторым очень важным моментом является однородность материалов по методике определения глубины. В каталогах Северного Тянь-Шаня в разные периоды времени использовались разные подходы к оценке глубины: для сильных землетрясений имелись определения глубин по макросейсмическим данным, для очень малого количества слабых – по осредненной палетке Ризниченко Ю.В. и графическими методами Вадати или Исикава. С 1980 г. в практику

массовых определений глубины вошел способ палеток изохрон по временам $S-P$, базирующийся на сложной скоростной модели региона [106].

Исследовано распределение числа землетрясений по глубинам очагов для Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (таблица 3.3). Анализ проведен отдельно для землетрясений с $K=4$ и выше. Всего представлено 14907 с определенными глубинами. Установлено, что даже в пределах Заилийско-Кунгейской зоны, которая характеризуется наиболее густой сетью сейсмических станций, для 20% землетрясений глубины их очагов не определяются. Данные таблицы 3.3 свидетельствуют, что, во-первых, подавляющее число очагов землетрясений располагается в пределах земной коры на глубинах 5-20 км и, во-вторых, с увеличением энергетического класса землетрясений возрастает и глубина залегания их очагов. Так, по данным таблицы 5.3 очаги землетрясений с $K \geq 13$ располагаются на глубинах 11-15 км и глубже.

Таблица 5.3 – Распределение землетрясений по глубинам очагов для Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона

Класс **															
Глубина	<4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	итого
0	4,34	14,53	38,82	32,27	7,34	1,99	0,71								% 100
	61	204	545	453	103	28	10								N 1404
1-5	3,82	12,87	36,32	32,37	9,83	2,78	1,29	0,55	0,16						% 100
	118	398	1123	1001	304	86	40	17	5						N 3092
6-10	2,44	11,75	37,15	33,23	9,86	3,35	1,53	0,47	0,21		0,02				% 100
	115	554	1752	1567	465	158	72	22	10		1				N 4716
11-15	1,36	7,59	32,72	36,75	13,67	5,27	1,70	0,53	0,28	0,09			0,03		% 100
	44	245	1056	1186	441	170	55	17	9	3			1		N 3227
16-20	0,95	5,11	29,13	38,24	16,27	7,11	2,20	0,65	0,10	0,10	0,05	0,10			% 100
	19	102	582	764	325	142	44	13	2	2	1	2			N 1998
21-25	0,90	5,71	22,52	29,73	20,12	12,91	5,41	1,50	0,60	0,60					% 100
	3	19	75	99	67	43	18	5	2	2					N 333
26-30		3,51	3,51	31,58	35,96	14,04	5,26	3,51	2,63						% 100
		4	4	36	41	16	6	4	3						N 114
>=31		4,35	17,39	34,78	17,39	17,39					8,70				% 100
		1	4	8	4	4					2				N 23
итого	360	1527	5141	5114	1750	647	245	78	31	7	4	2	1	0	N 14907
РАЙОН:	42.00				01/1951										
	-	45.00		ГОДЫ:	-	2021									
	75.00														
	-	80.00													

Также, важно получить представление по объемной структуре поля сейсмичности. Такую информацию в обобщенном виде дают карты плотности слабых землетрясений, или, как их часто называют в литературе, карты плотности сейсмического фона в слоях разной глубины.

5.4 Количественная оценка сейсмичности и сейсмической опасности

На основе количественных значений параметров сейсмического режима можно судить об уровне сейсмической активности. Это дает возможность осуществить переход от дискретных карт эпицентров к картам сейсмической активности, плотности эпицентров и др., которые характеризуют пространственное распределение сейсмичности непрерывной величиной. Ниже приводятся методика и основные результаты детального изучения сейсмического режима, количественных оценок сейсмичности. Методика количественной оценки моделей параметров долговременной средней сейсмичности применительно к сеймотектоническим условиям Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньской области приведена в [96,107-109].

Повторяемость землетрясений. Для определения параметров сейсмического режима построены графики повторяемости землетрясений Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны с использованием всех имеющихся данных (как макросейсмических, так и инструментальных с учетом представительности землетрясений за различные периоды наблюдений) (рисунок 5.9). График повторяемости землетрясений представляет собой зависимость между энергетическим классом землетрясений (K) и логарифмом числа землетрясений ($\lg N$), соответствующего конкретному классу. Использовались данные о толчках, представительных на исследуемой территории. Афтершоки и группы были исключены из рассмотрения. График построен способом суммирования, т.е. по оси ординат отложено число землетрясений, за счет чего увеличивается точность определения значений параметров сейсмического режима. Как видно из рисунка 13 график прямолинеен в интервале энергетических классов 9-15. Угловой коэффициент графика повторяемости в среднем составил – 0,47.

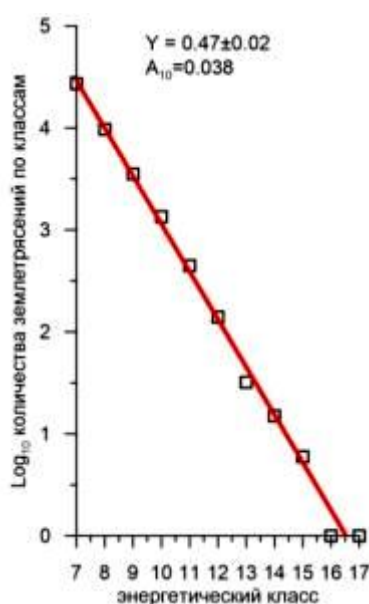


Рисунок 5.9 – Графики повторяемости землетрясений Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны за период 1951-2022гг.

Определение уровня сейсмической активности отдельных сейсмоактивных районов и сравнения их между собой осуществляется на основе количественных оценок сейсмичности.

Карта плотности эпицентров землетрясений. Пространственное распределение сейсмичности количественно может быть оценено на основе карты плотности эпицентров, построение которой проводится следующим образом: вся рассматриваемая территория разбивается на площадки $\Delta S = 15 \times 15$ км и в пределах каждой из них подсчитывается число землетрясений (N_{Σ}) с $K \geq K_{mi} = 7,6$, начиная с 1961 года ($T = 48$ лет).

Значение плотности эпицентров N^* , отнесенное к площади $S_0 = 1000$ км² и к времени $T_0 = 1$ году, в каждой точке определяется по следующей формуле (4):

$$N^* = \frac{N_{\Sigma} \cdot S_0 T_0}{\Delta S \cdot T} \quad (4)$$

Карта плотности эпицентров землетрясений, приведенная на рисунке 5.10, дает наглядное представление о пространственном распределении сейсмичности. Наибольшим значением плотности эпицентров характеризуются районы хребтов Заилийского, Кунгей, Киргизского, Терской Алатау, южная Джунгария и Кокшаалтау ($N^* \geq 1,5-2,0$). Локальные максимумы плотности эпицентров наблюдаются в районах Чу-Илийских гор и хребта Кетмень. Наименьшими значениями плотности эпицентров характеризуются Алматинская, Илийская, Иссык-Кульская Алакольская впадины и южное Прибалхашье.

Как свидетельствуют имеющиеся данные, линии максимальной плотности эпицентров, как правило, ориентированы в близширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях [96,110]. Близширотные аномалии эпицентров в основном приурочены к хребтам Киргизский, Заилийский, Кунгей, Терской Алатау. К восточной части хребтов Заилийский и Кунгей Алатау, а также Терской Алатау приурочены аномалии плотности эпицентров северо-восточного простирания. Достаточно четко проявляются линии максимальной плотности эпицентров северо-западного простирания. Наиболее значительной из них является зона, проходящая близ северо-восточной оконечности озера Иссык-Куль, куда попадают эпицентры сильных землетрясений последних лет (Кокшаальские, Сарыкамышское, Жаланащ-Тюпское и др.). Другая аналогичная зона приурочена к Южной Джунгарии. Менее значительные зоны северо-западного простирания могут быть отмечены в районах г. Алматы, северо-западной оконечности оз. Иссык-Куль, Киргизского хребта и т.д. Как правило, зоны пересечения линий максимальной плотности эпицентров разных направлений характеризуются наибольшими значениями плотности.

Качественное сопоставление карты плотности эпицентров со схемой распределения сильных землетрясений показывает, что в подавляющем

большинстве случаев эпицентры сильных землетрясений приурочены к местам высокого градиента поля плотности.

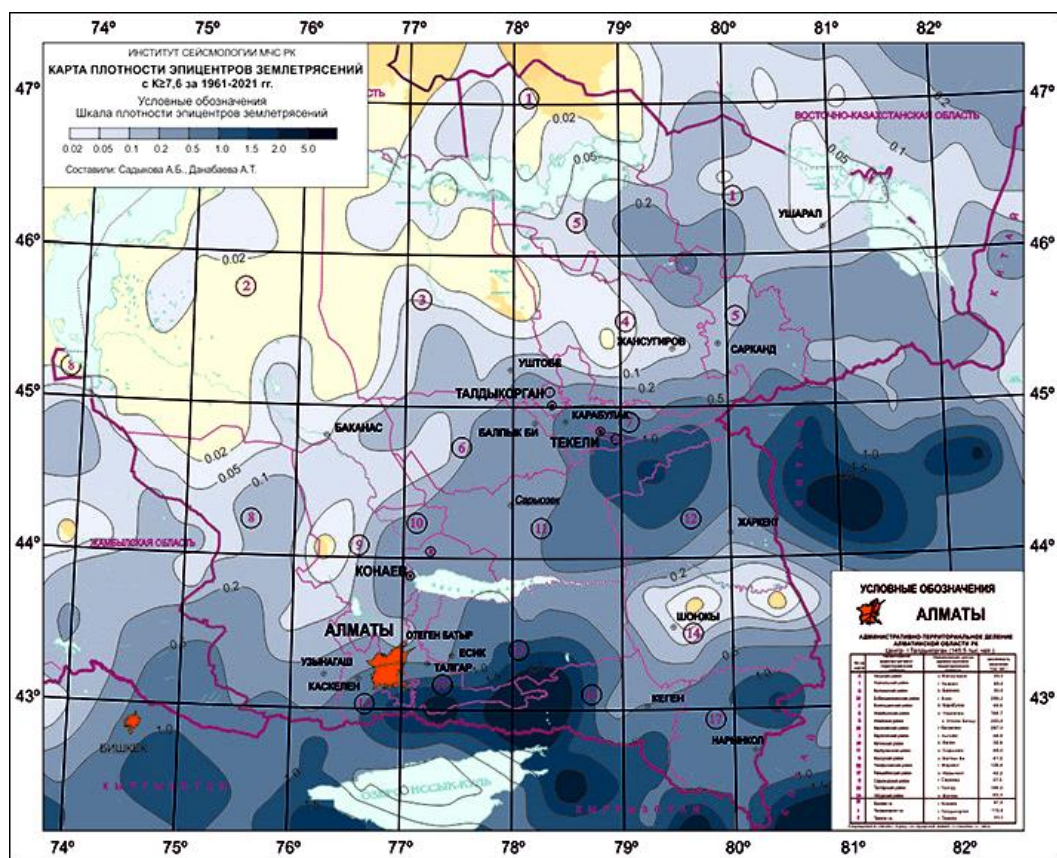


Рисунок 5.10 – Карта плотности эпицентров землетрясений с $K \geq 7.6$ ($M \geq 2.0$) за 1961-2021 гг.

Карта сейсмической активности (рисунок 5.11). Другим способом картирования пространственного распределения сейсмичности является построение карты сейсмической активности [96]. Под сейсмической активностью A_{10} в данной точке понимается среднее число землетрясений в определенном диапазоне энергетической величины (в нашем случае $K_0=10$), которые возникают в окрестности этой точки на единицу площади и в единицу времени. Практически величина сейсмической активности определяется путем учета землетрясений не только стандартного класса $K_0=10$, но по всей совокупности представленных землетрясений. Радиусы площадки осреднения (R) определялись по формуле (5):

$$R = \sqrt{\frac{1 - 10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{\min} - K_0)}} \cdot \frac{S_0 T_0 N_{\varepsilon}}{\pi T} \cdot \frac{1}{A}}, \quad (5)$$

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

их числа; $K_0=10$; $S=\pi R^2$ - площадь площадки осреднения; T – период наблюдения; $S_0=1000 \text{ км}^2$; $T_0=1$ год.

Сравнение указанной карты с картой плотности эпицентров показывает, что в пределах активных районов они дают одну и ту же картину распределения сейсмичности, а в пределах же менее активных и неактивных районов карта сейсмической активности дает более сглаженную картину распределения сейсмичности по площади.

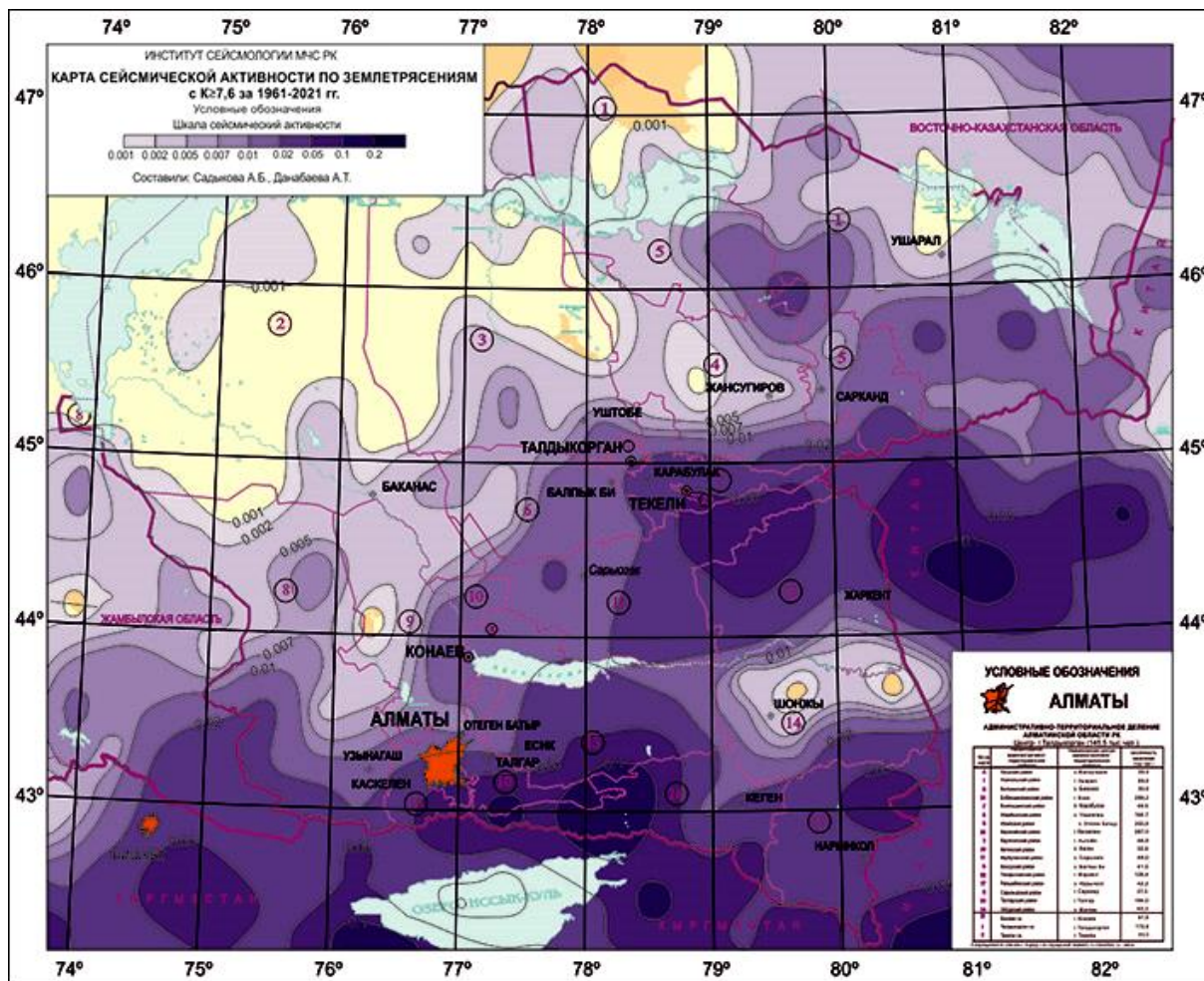


Рисунок 5.11 – Карта сейсмической активности по землетрясениям с $K \geq 7,6$ ($M \geq 2,0$) за 1961-2021 гг.

6. ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ТЕРРИТОРИИ ЖОНГАРО-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО РЕГИОНА

6.1 Долговременные вариации в количестве сильных землетрясений

Для оценки сейсмической опасности и прогноза сильных землетрясений данного региона определяющее значение имеет изучение пространственно-временных закономерностей распределения сейсмичности. Многочисленные исследования свидетельствуют о неслучайном, закономерном изменении общей последовательности землетрясений в пространственно-временных координатах. Обнаружены такие важные свойства сейсмического процесса, как затишье, активизация, цикличность и т.д. Сильные землетрясения, как правило, приурочены к границам блоков разного ранга и образуют линейно вытянутые зоны разного направления [96].

Согласно рисунку 6.1 эпицентры сильных землетрясений образуют небольшие по ширине полосы близширотного простираения протяженностью от нескольких сотен до первых тысяч километров. Подавляющее большинство землетрясений с $M \geq 6-6,5$ приурочено к этим зонам [111].

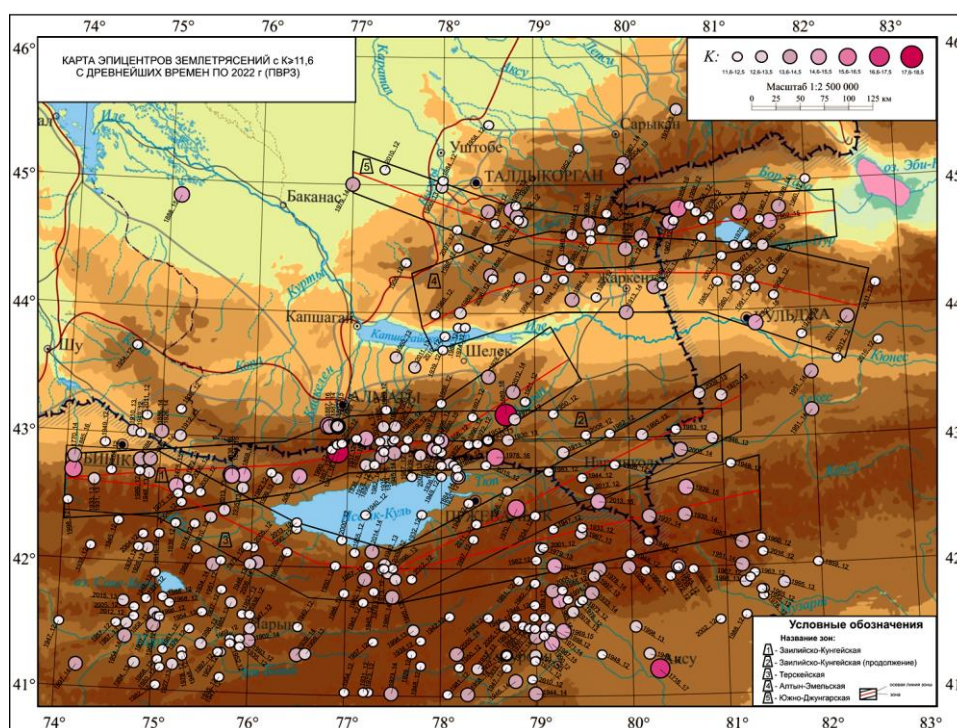


Рисунок 6.1 -Карта пространственно-временного распределения сильных землетрясений ($K \geq 12$) Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона с древнейших времен по 2022 г.[111]

Для каждой зоны (Заилийско-Кунгейской, Южно-Джунгарской, Терекской и Алтын-Эмельской) были построены пространственно-

временные графики распределения землетрясений с $M \geq 4,5$ ($K \geq 11,6$) (Рисунок 6.2).

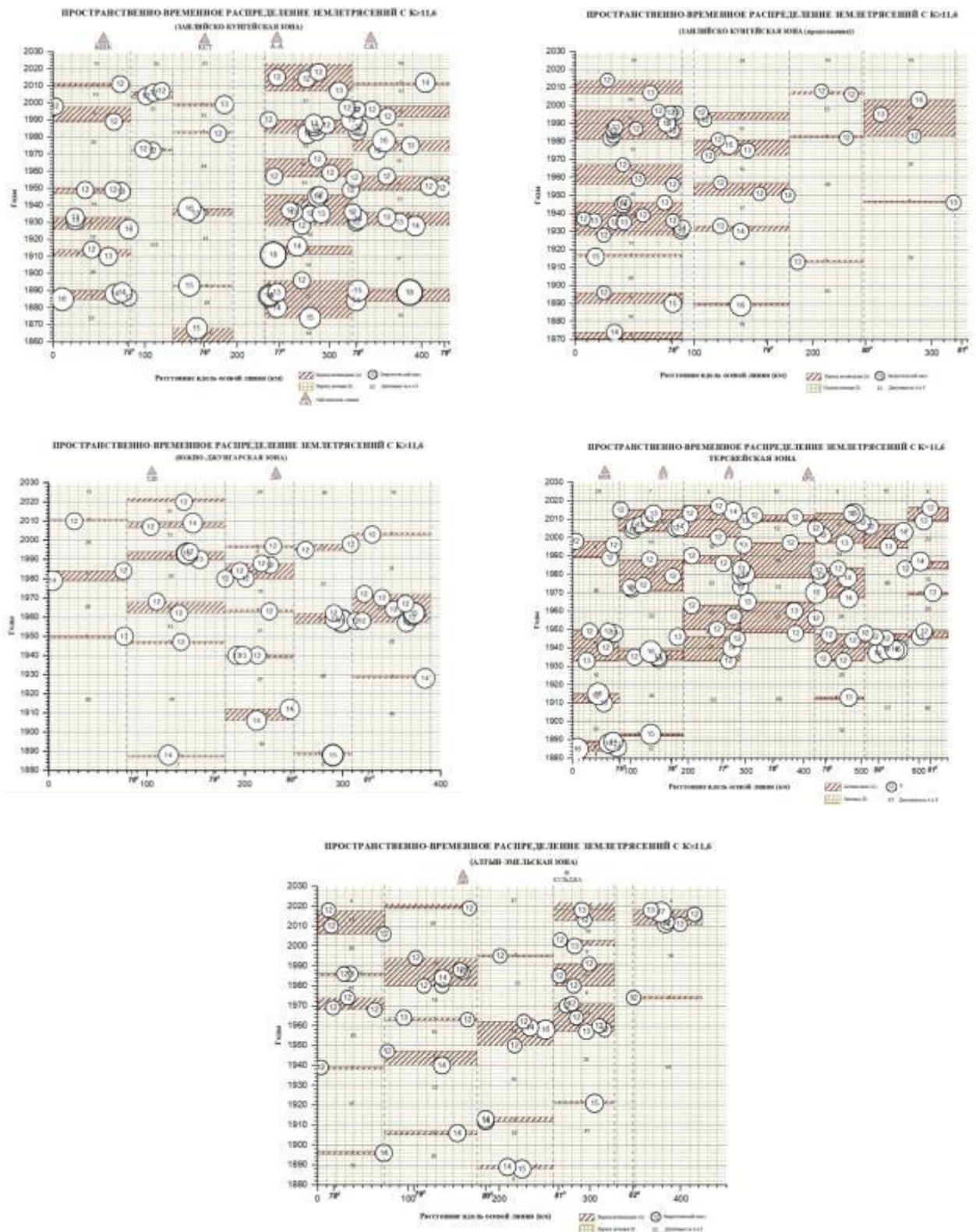


Рисунок 6.2 - Графики пространственно-временного распределения сильных землетрясений ($K \geq 12$) в разных зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона с 1880 по 2022 гг. [111]

По оси ординат откладывается время. На осевую линию проецируются все землетрясения, попадающие в полосу шириной 50-70 км. Как видно из представленных графиков (рисунок 6.2), подавляющее большинство землетрясений сгруппировано как во времени, так и в пространстве. Наблюдаются периоды активизации и затишья в сейсмической деятельности данной сейсмоактивной зоны [111].

Полученные результаты изучения пространственно-временных закономерностей распределения землетрясений служат основой для создания количественной модели сейсмического режима [96,112-114]. Согласно этой модели под сейсмическим режимом понимается закономерное чередование периодов активизации и затишья сейсмического процесса в целом в пределах конкретной сейсмоактивной зоны по землетрясениям с фиксированным нижним уровнем энергетического класса (магнитуды). На базе этих исследований разработана и используется в Институте сейсмологии методика долгосрочного прогноза землетрясений «Сейсмический цикл». Параметрами модели являются: τ_A – период активизации; τ_3 – период затишья; $\tau_{\text{ц}}$ – полный сейсмический цикл (активизация + затишье); L – размер участков (блоков) с одинаковым протеканием сейсмичности.

Временные и пространственные характеристики. На основе экспериментальных данных (рисунок 6.3) получены следующие корреляционные зависимости между продолжительностью периодов активизации (τ_A), затишья (τ_3) и полного цикла ($\tau_{\text{ц}}$) и их средние значения для всей территории Северного Тянь-Шаня в зависимости от энергетического класса землетрясений [96,112].

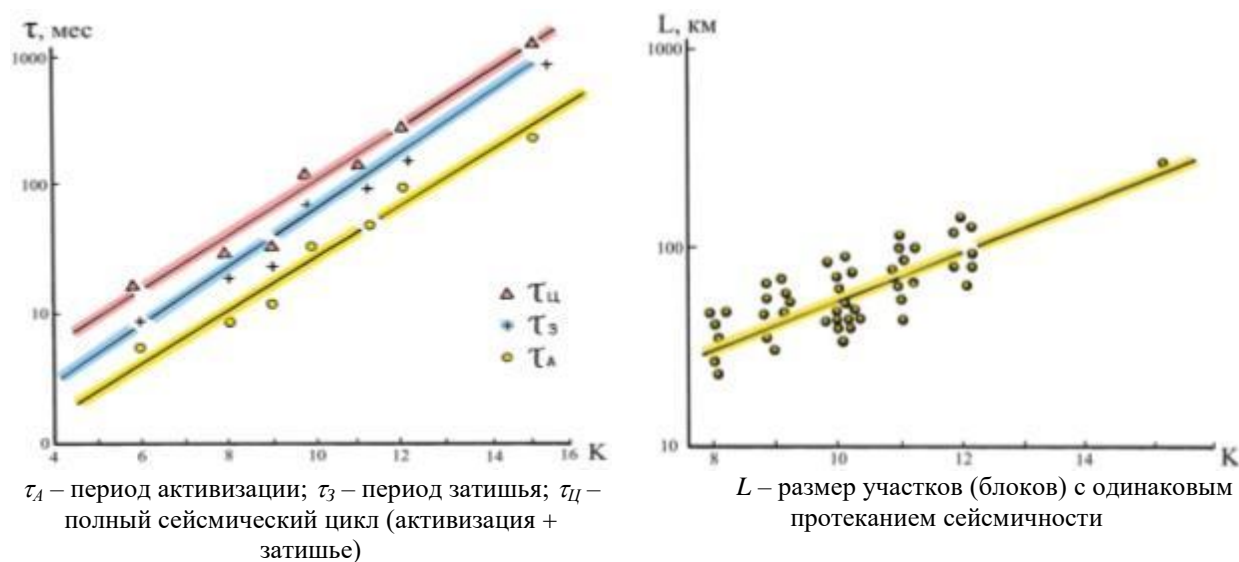


Рисунок 6.3 - Зависимости временной и пространственной характеристики сейсмического режима от энергетического класса землетрясений [111]

$$\begin{aligned}\tau_A &= \exp(0,447 \times K) \cdot 0,347, \\ \tau_3 &= \exp(0,495 \times K) \cdot 0,382, \\ \tau_{II} &= \exp(0,513 \times K) \cdot 0,670.\end{aligned}\quad (6)$$

Согласно формуле (6) продолжительность полного сейсмического цикла по землетрясениям с $K \geq 15$ ($M=6,0-6,5$) составляет ~ 100 лет, а по землетрясениям с $K \geq 12$ ($M=4,5$) ~ 23 года.

Зависимость размера (длина) участков (блоков) с одинаковым характером протекания сейсмичности от энергетического класса землетрясений (рисунок 22) выражается следующей формулой (7) [96,112]:

$$\lg L = 0,55 + 0,125 \cdot K. \quad (7)$$

Согласно этим данным размер блоков изменяется от 250 км для землетрясений с $K \geq 15$ ($M=6,0-6,5$) до 110 км – с $K \geq 12$ ($M=4,5$).

Таким образом, характер изменения сейсмичности во времени в пределах крупных сейсмоактивных зон носит квазициклический характер, под которым понимается закономерное чередование периодов активизации и затишья сейсмического процесса в целом. Те участки (блоки), для которых заканчивается период покоя или еще не завершился активный период, считаются местами возможного возникновения сильных землетрясений [111].

6.2 Суточные вариации в количестве слабых землетрясений

Вопрос о суточной периодичности в количестве землетрясений был поднят еще в конце 19 века [115] и продолжает дискутироваться по настоящее время [116-118]. Наиболее статистически надежные результаты по суточной периодичности землетрясений получены во второй половине XX века, что обусловлено активным развитием инструментальной сейсмологии, когда число использованных для расчетов землетрясений существенно возросло. Так, в работе [119] проанализировано более 15000 сейсмических событий, зарегистрированных в 1968–1970 годах Национальной океанической и атмосферной службой США (United States National Oceanic and Atmospheric Administration). Было впервые установлено статистически значимое (на 99.5 процентном уровне) превышение числа землетрясений на $\sim 17\%$ в ночные часы местного солнечного времени, по сравнению с дневными часами. Результат был получен методом “наложения эпох” по часовым интервалам, в каждом из которых содержалось, в среднем, 638.5 землетрясений. Эта публикация вызвала в те годы широкий отклик научной общественности, но многие авторы высказали мнение, что суточная периодичность числа землетрясений может быть всего лишь результатом изменения чувствительности сети сейсмических наблюдений из-за повышения в дневное время уровня помех, в фоне которых “тонет” заметная часть слабых сейсмических сигналов. Основным аргументом

для такого вывода был факт, что при анализе землетрясений более высокого энергетического класса суточная периодичность исчезала [120]. После этого на какое-то время исследования в этой области значительно сократились.

Новая волна интереса к проблеме возникла спустя более 30 лет, когда были опубликованы работы [121,122], где по данным 37-летнего сейсмологического мониторинга микротолчков ($M \leq 1$, $K \leq 4,0$) в Гармском районе Средней Азии был получен практически тот же результат, что и в работе [119]: максимальные отклонения числа землетрясений в ночные часы относительно дневных часов составили тоже $\sim 17\%$. Это демонстрирует рисунок 6.4 из работы [116], где сопоставлены результаты [119] (светлые круги) и [121] (темные круги).

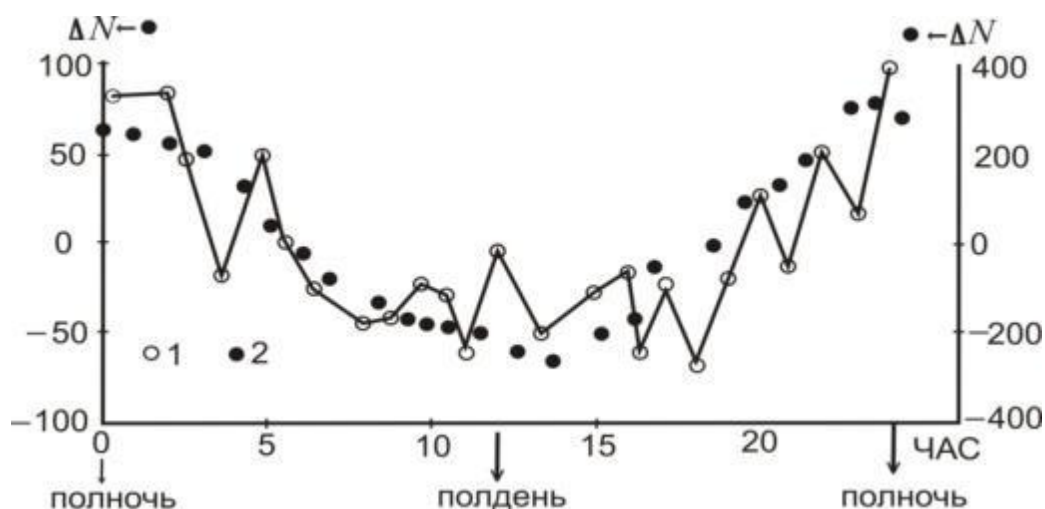


Рисунок 6.4 - Часовые отклонения количества землетрясений от среднесуточных значений по данным работы [121] (1 - светлые круги) и по данным [119] (2 - темные круги)

В последние два десятилетия работы по изучению суточной периодичности проведены для различных сейсмоактивных регионов мира (Южная Калифорния, Япония, Иран, различные районы Средней Азии, Камчатки, Греции и др.) [118]. Для примера, на рисунке 6.5 показаны суточные периодичности чисел землетрясений для территории Камчатки за 1995–2008 гг. из работы [116]: (а) – по полному каталогу; (б) – для выборки слабых землетрясений с $K \leq 8$; (в) – для слабейших землетрясений с $K \leq 7$, как для всего региона (зеленая кривая -1), так и для его центральной части (черная кривая - 2). На оси абсцисс показано локальное местное солнечное время (сдвинутое по сравнению с универсальным Гринвическим временем на +11 часов). Видно, что формы периодичностей, представленных, на рисунке 6.5, практически идентичны тем, что приведены на рисунке 6.4.

В работе [123] на основе анализа каталога слабых землетрясений Восточного Тянь-Шаня и прилегающей территории также установлен факт существования суточной периодичности в плотности землетрясений. Показано, что на ночное время приходится максимум плотности, а минимум наблюдается в

утренние часы (при переходе от темного времени к светлому, примерно в 8 часов местного времени). В работе [124] приведены результаты изучения внутрисуточной вариации слабых сейсмических событий, регистрируемых станциями НЯЦ РК, в первую очередь, сейсмической группой PS23-Маканчи, происходящих в «высотном» (высота более 5-6 тыс. метров) Тянь-Шане на территории Китая вблизи границ с Кыргызстаном и Казахстаном в период 2003-2007 годов. Как и в предыдущих работах, установлено, что наибольшее число слабых сейсмических событий происходит в ночное время суток – с ~19 до ~6 часов по местному времени.

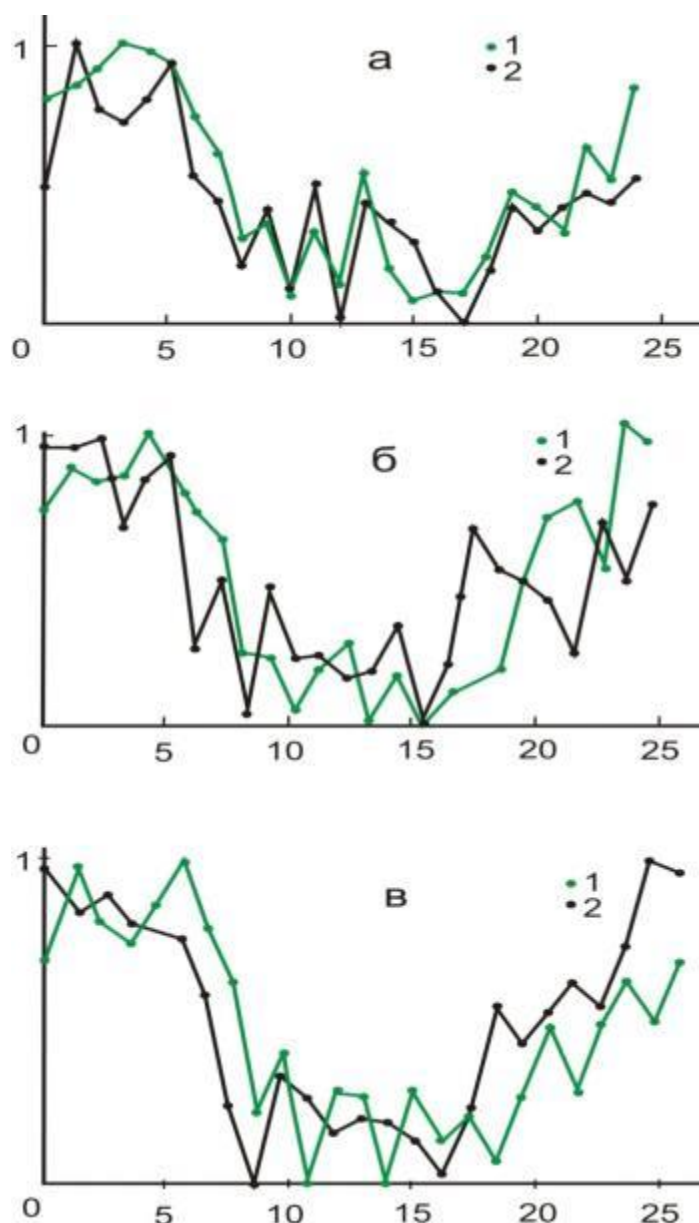


Рисунок 6.5 - Формы суточной периодичности чисел землетрясений для территории Камчатки за период 1995–2008 гг. из работы [116]: (а) – по полному каталогу; (б) – для выборки слабых землетрясений с $K \leq 8$; (в) – для слабейших землетрясений с $K \leq 7$, как для всего региона (зеленая кривая -1), так и для его центральной части (черная кривая - 2).

Таким образом, обзор научных публикаций, посвященных исследованию суточной периодичности в количестве землетрясений показал, что во многих сейсмоактивных регионах мира, отдаленных друг от друга и различающихся по тектоническому строению, имеет место сходное распределение числа сейсмических событий по времени суток: максимум числа землетрясений наблюдается в ночное, а минимум – в дневное время суток. При этом, полученные результаты показали, что такая закономерность выполняется только для слабых событий и микротолчков, а с увеличением энергетического класса (магнитуды) землетрясений, зависимость исчезает. В настоящей работе продолжены и расширены эти исследования на территорию Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.

Для исследований суточной периодичности землетрясений выбраны четыре зоны на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, обозначенные цифрами: 1 - Северо-Тянь-Шаньская зона, 2 – Жонгарская зона, 3 – Халыктауская зона, и 4 – Кетменьская зона (рисунок 6.6). Высокий уровень сейсмичности этого региона обусловлен сложным взаимодействием Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена с Индостанской, Таримской плитами на юге и Казахским щитом на севере. Сильнейшие землетрясения, произошедшие здесь с древних времен по настоящее время, приведены во Главе 5, подраздел 5.2 (Таблица 3.2).

Наибольшей сейсмической активностью характеризуется Северо-Тянь-Шаньская зона (1), где за последние 135 лет имели место следующие сильнейшие землетрясения: Беловодское 1885 г. с $M=6,9$; Верненское 1887 г. с $M=7,3$; Челикское 1889 г. с $M=8,3$; Кеминское 1911 г. с $M=8,2$; Кемино-Чуйское 1938 г. $M=6,9$; Жаланаш-Тюпское 1978 г. с $M=6,8$; Байсорунское 1990 г. с $M=6,3$, но после 1990 г. в ее пределах землетрясения с $M \geq 6,0$ не возникали. В Жонгарской зоне (2), эпицентры сильных землетрясений располагаются в южной части ее поднятия. С конца 1970-ых годов наблюдается активизация западной части Жонгарской зоны (2), когда произошли менее сильные землетрясения, такие как Баканасское (1979 г., $M=5,8$), Текелийские (1993 г., $M=5,8$) и др. Очаги наиболее разрушительных землетрясений (1812 г., $M=7,5-8,0$; 1906 г., $M=7,5-8,0$) располагаются восточнее рассматриваемой зоны хребта Боро-Хоро. В Халыктауской зоне (3) и в непосредственной близости от нее, сильные сейсмические события происходили в 1951, 1959 и 1987 гг. Все они имели магнитуду не более 5,5 ($K=14$). В Кетменьской зоне (4) большая часть очагов разрушительных землетрясений с магнитудами до 7-8 сосредоточены в восточной части хребтов Заилийский, Кунгей и Терской Алатау, где данная зона перекрывается с Северо-Тянь-Шаньской зоной (1).

Выбранные районы исследований также характеризуются наибольшим числом слабых землетрясений с $K \geq 5,6$ (рисунок 6.7). По данным многолетних инструментальных наблюдений и каталога сильных землетрясений было определено [96,112], что значения сейсмической активности A_{10} и угла наклона графика повторяемости γ находятся в пределах: $A_{10}=0,06-0,17$; $\gamma=0,44-0,5$ (Таблица 6.1).

Интенсивность потока регистрируемых землетрясений зависит не только от уровня сейсмичности территории, но и от характеристик системы наблюдений (число станций, их конфигурация и др.). Любое изменение состояния сети сейсмических станций приводит к неоднородности каталога.

Карта эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 5,0$ с древнейших времен по 2018 г.

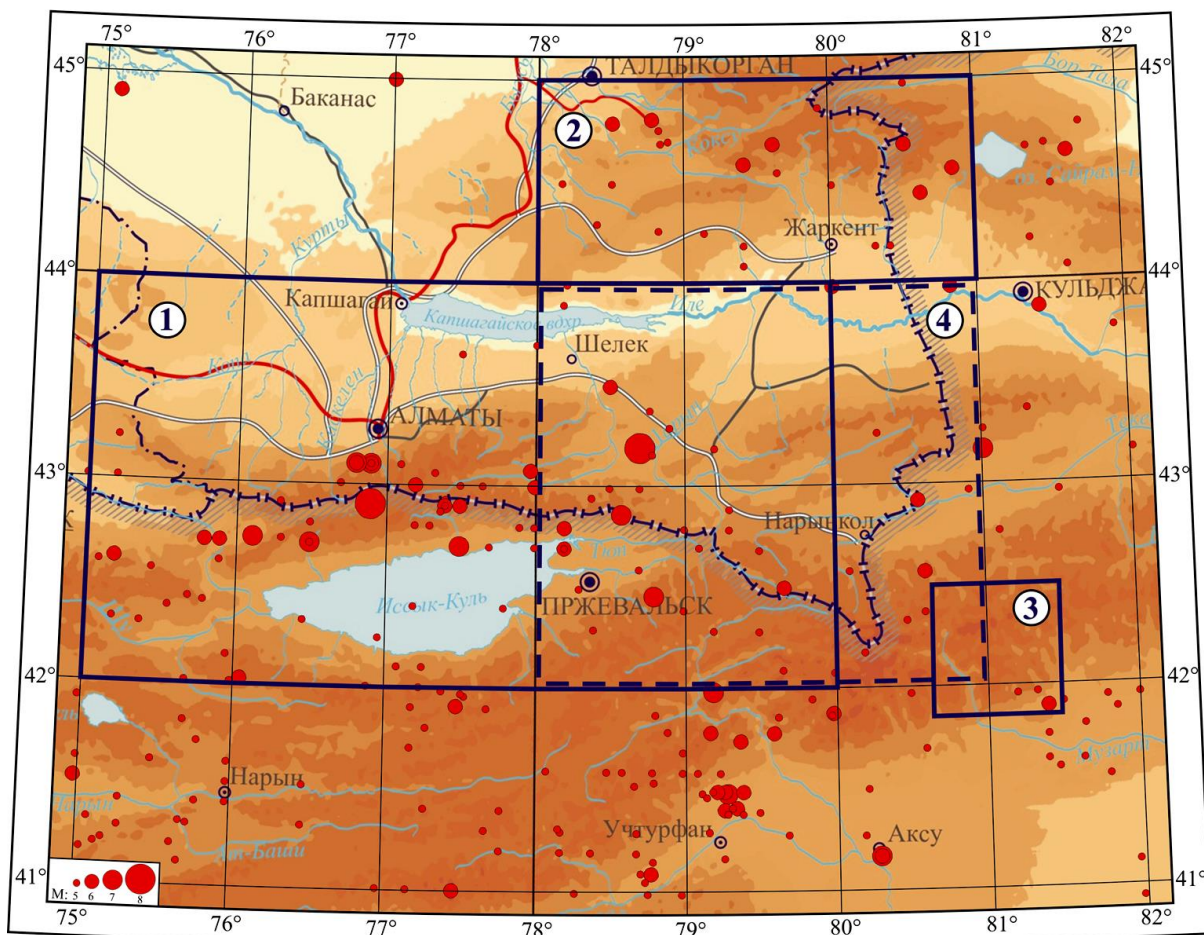


Рисунок 6.6-Карта эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 5,0$ с древнейших времен по 2018 г. и схема расположения районов исследований: 1 - Северо-Тянь-Шаньская, 2 - Жонгарская, 3 - Халыктауская, 4 – Кетменьская

Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 6,0$ за 2004-2010 гг. (без афтершоков)

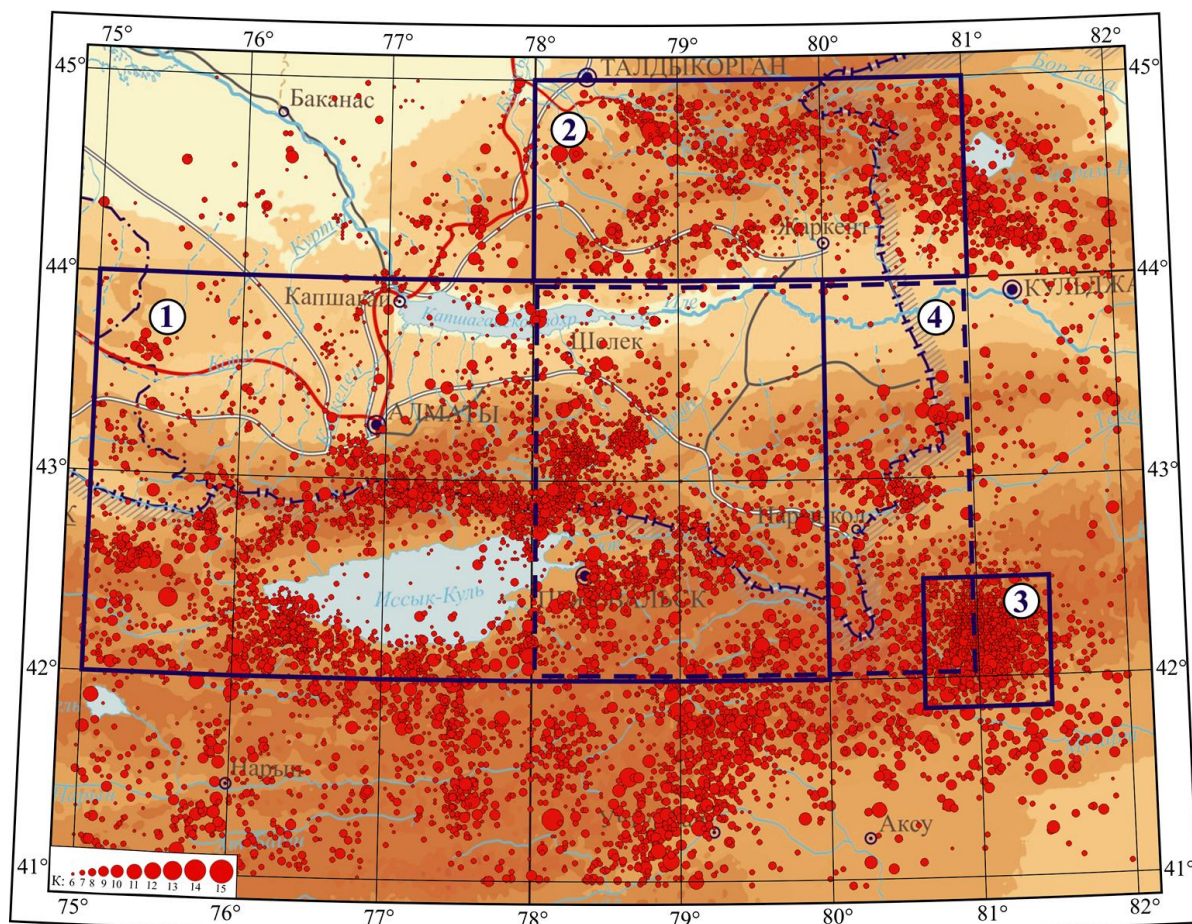


Рисунок 6.7-Карта эпицентров слабых землетрясений с $K \geq 5,6$ за 2004-2010 гг. и схема расположения территориальных зон исследований: 1 - Северо-Тянь-Шаньская, 2 - Жонгарская, 3 - Халыктауская, 4 – Кетменьская

Таблица 6.1- Параметры сейсмического режима исследуемых зон, где S – площадь зоны, A_{10} – параметр сейсмической активности, γ - угла наклона графика повторяемости землетрясений в данной зоне, φ , λ , - широтные и долготные границы зоны, соответственно, по данным работ [96,112]

№ зоны	Название зон	S тыс.км ²	1951-2000 гг.		2004-2010 гг.		Координаты зон	
			A_{10}	γ	A_{10}	γ	φ , с.ш.	λ , в.д.
1	Северо-Тянь-Шаньская	99,4	0,09	0,46	0,07	0,47	42,0-44,0	75,0-80,0
2	Жонгарская	29,4	0,07	0,44	0,08	0,48	44,0-45,0	78,0-81,0
3	Халыктауская	5,62	0,17	0,5	0,41	0,65	41,8-42,5	80,6-81,5
4	Кетменьская	59,3	0,06	0,49	0,07	0,5	42,0-44,0	78,0-81,0

На территории данного региона детальные наблюдения с помощью высокочувствительных сейсмических станций были начаты в 1950-1951 гг. В 1973-1980 гг. в действие были введены три геофизические обсерватории, оснащенные новейшим сейсмологическим оборудованием, установленным в

штольнях, а также ряд других региональных сейсмических станций. В 1994-1998 гг. были запущены 10 телеметрических станций системы «Вулкан», а в 2004 году завершены работы по созданию локальной сети вокруг г. Алматы из 9 пунктов, оснащенных цифровой сейсмической аппаратурой и спутниковой системой связи. С развитием сети сейсмологических наблюдений увеличивается число зарегистрированных землетрясений, что подтверждается данными рисунка 6.8, где приведен временной график количества землетрясений с $K \geq 5,6$ для Северо-Тянь-Шаньской зоны за 1970-2010 гг. Видно, что периоды резкого увеличения количества землетрясений соответствует основным этапам развития наблюдательной сети.

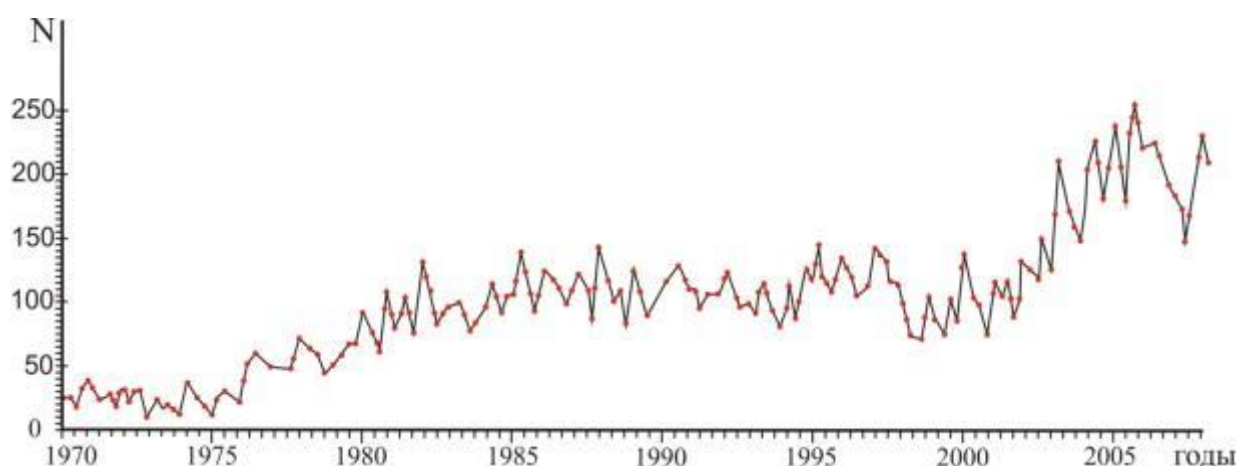


Рисунок 6.8- Временной график землетрясений с $K > 6$ Северо-Тянь-Шаньской зоны за период 1970-2010 гг.

Другим показателем эффективности сети сейсмических станций является уровень минимального энергетического класса (магнитуды) землетрясений (K_{min}), которые регистрируются без пропуска. Как показали исследования в Институте сейсмологии МЧС РК [96,112], в настоящее время сейсмические события с энергетическим классом $K=8$ ($M=2,0$) регистрируются без пропуска на территории, ограниченной координатами 41° - 45° с.ш. и 75° - 81° в.д., т.е. практически в пределах всего Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона. Данные о землетрясениях с $K=7,0$ представительны в пределах большей части Северного Тянь-Шаня и Жонгарии; с $K=6,5$ - на всей территории Кунгей-Заилийской зоны; с $K=6,0$ ($M=1,1$) представительны для центральной части хребтов Зайлийский и Кунгей Алатау, а с ($K=5,5$) - только вблизи г. Алматы.

Для оценки представительности землетрясений низких энергетических классов (магнитуд) отдельно в каждой из четырех рассматриваемых зон, были построены графики повторяемости землетрясений в этих зонах (рисунок 6.9). Использовались числа землетрясений с разными энергетическими классами, не нормированные на время и площадь. Выбор указанного периода наблюдений был обусловлен тем, что начиная с 2004 г., когда завершился очередной этап модернизации наблюдательной сети, количество зарегистрированных событий

резко увеличилось и временной график стабилизировался на новом, более высоком уровне.

Из рисунка 6.9 видно, что в прямолинейной части построенных графиков повторяемости их наклон γ и уровень сейсмической активности A_{10} для Северо-Тянь-Шаньской, Жонгарской и Кетменьской зон оказываются примерно одинаковыми и соответствуют их долговременным средним значениям (таблица 4). Исключением является Халыктауская зона, которая характеризуется аномально высокими значениями параметров сейсмического режима ($A_{10}=0,41$, $\gamma=0,65$), что связано с резким увеличением здесь количества слабых землетрясений с $K<8$ за 2004-2010 гг.

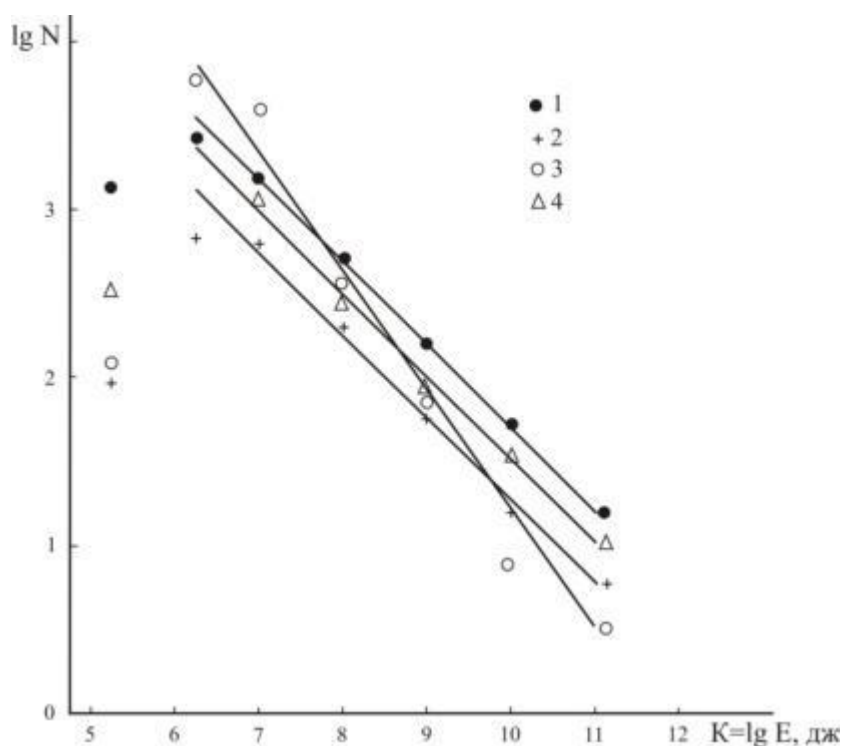


Рисунок 6.9 - Графики повторяемости землетрясений за период 2004-2010 гг. для четырех исследуемых зон: 1 – Северо-Тянь-Шанская; 2 – Жонгарская; 3 – Халыктауская; 4 – Кетменьская

Согласно рисунку 6.9, землетрясения с $K=7$ являются полностью представительными в пределах всех рассматриваемых зон. Количество непредставительных сейсмических событий с $K<7$ во всех зонах тоже достаточно велико. Так, в Северо-Тянь-Шаньской (1) и Халыктауской (4) зонах их количество примерно в два раза превышает количество представительных землетрясений ($K\geq 7$). В Северо-Тянь-Шаньской зоне число событий с $K<7$ равно 3993, а в Халыктауской – 6478. В Жонгарской зоне количество непредставительных и представительных сейсмических событий примерно одинаково. В традиционных методах изучения сейсмического режима непредставительные землетрясения обычно исключаются из рассмотрения. Что же касается суточной периодичности в числе землетрясений, то пока что

принято анализировать все сейсмические события, как представительного, так и непредставительного классов [116,123]. Поэтому в настоящей работе анализировались не только представительные сейсмические события, но и непредставительные, число которых является достаточно высоким.

Особо следует отметить сейсмические события, обусловленные проведением карьерных, дорожных и др. взрывов. Если сейсмологический каталог «засорен» взрывами, то следует ожидать локального увеличения числа сейсмических событий днем, поскольку взрывные работы обычно производятся в светлое время суток. Подтверждением этому могут служить данные на рисунке 6.10, где приведены диаграммы времен возникновения сейсмических событий, зарегистрированных высокочувствительной сетью сейсмических станций НЯЦ РК за 1996-2010 гг. на территории четырех участков на севере Казахстана:

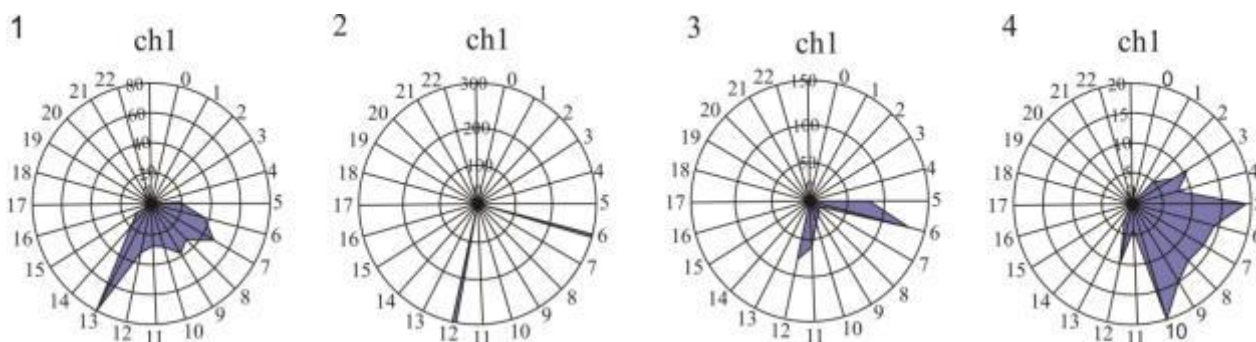


Рисунок 6.10-Диаграммы времен возникновения слабых сейсмических событий на территориях четырех участков из работы

Из рисунка 6.10 видно, что имеются четкие максимумы, приуроченные к дневным часам суток (11-13 и 17-19 часов по местному времени), которые отсутствуют или резко уменьшаются в ночное время. Авторы [118] делают вывод, что в этих районах наряду с тектоническими землетрясениями имеют место и события искусственного происхождения, которые требуется удалять из каталога.

Анализ периодических вариаций потока сейсмических событий проведен отдельно для землетрясений с очагами разных энергий. Исследовались данные о числе землетрясений с энергетическими классами ($K=\lg E$, Дж) равными 5, 6, 7 и 8, возникших в пределах Северо-Тянь-Шаньской (1) Жонгарской (2), Халыктауской (3) и Кетменьской (4) зон. Путем подсчета количества землетрясений соответствующей энергии, произошедших в течение каждого часа, был составлен временной ряд часовых значений количества землетрясений за весь период времени. Затем методом наложения эпох, когда суммируется количество сейсмических событий за каждый час по всему временному интервалу, составляется график среднесуточного хода чисел землетрясений. Отметим, что в течение суток происходит единичное число сейсмических событий, однако, за счет большого временного интервала суммарное число слабых землетрясений внутри каждого часа оказывается достаточно большим и

возможные вариации этого числа от часа к часу оказываются статистически значимыми, заметно превышающими ошибки определения их среднего значения [125].

Для построения кривых внутрисуточных вариаций в реализации землетрясений использовано локальное (солнечное) время. Для этого, время в очаге каждого сейсмического события в каталоге приведено к локальному времени. Сдвиг по времени относительно Гринвича задавался по местному “зимнему” поясному времени, переход от летнего к зимнему времени суток не учитывался. Использование местного (солнечного) времени необходимо для “привязки” особенностей суточного хода сейсмичности по времени суток, а также для сопоставления данных по суточной периодичности, полученных в различных районах земного шара.

На рисунках 6.11-6.14 приведены графики суточного хода чисел землетрясений с различной энергией для Северо-Тянь-Шаньской (рисунок 6.11), Жонгарской (рисунок 6.12), Халыктауской (рисунок 6.13) и Кетменьской (рисунок 6.14) зон. По оси ординат отложены почасовые значения чисел землетрясений, а по оси абсцисс – локальное (солнечное) время, сдвинутое относительно (универсальное Гринвическое время) на +6 часов.

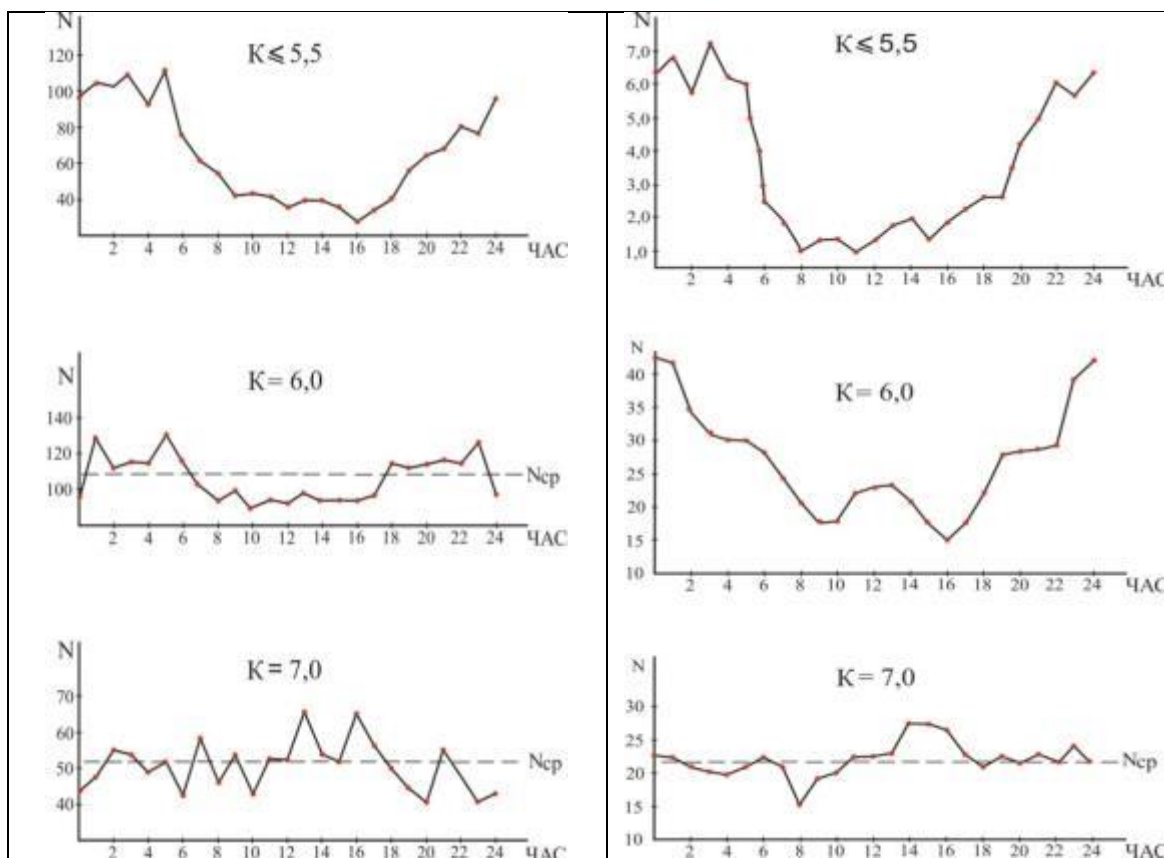
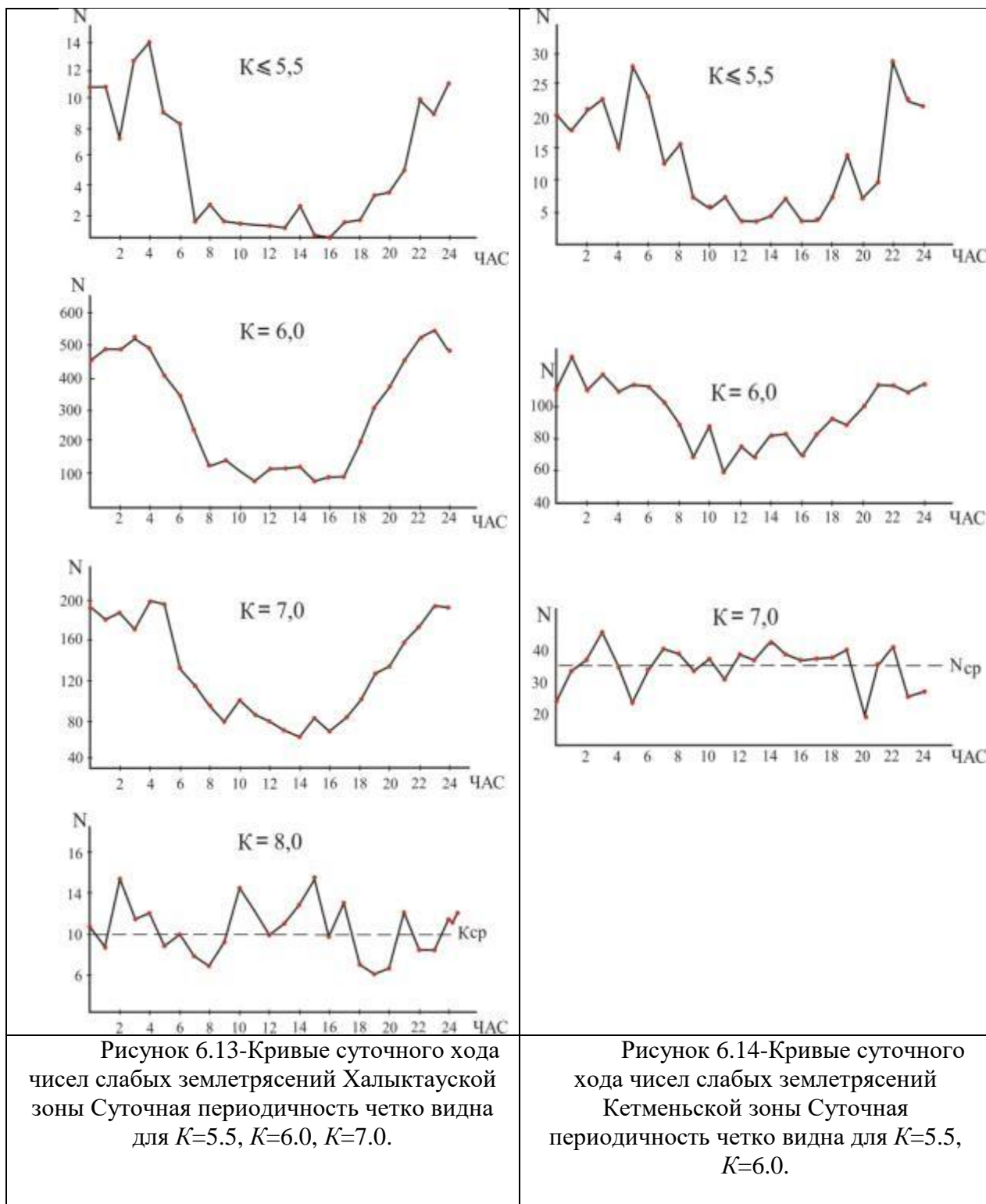


Рисунок 6.11-Кривые суточного хода чисел слабых землетрясений Северо-Тянь-Шанской зоны -1
Суточная периодичность четко видна только для $K=5.5$

Рисунок 6.12-Кривые суточного хода чисел слабых землетрясений Жонгарской зоны -2
Суточная периодичность четко видна для $K=5.5, K=6.0$.



Для количественного описания суточного хода чисел землетрясений был разработан ряд параметров, значения которых были определены по данным рисунков 6.11-6.14 и приведены в таблице 6.2, где N —общее количество землетрясений соответствующей энергии, N_{\max} , N_{\min} — максимальное и минимальное значения в суточном ходе, определенные как среднеарифметическое от трех последовательных наибольших (N_{\max}) и наименьших (N_{\min}) значений кривых суточного хода чисел землетрясений;

$R_1 = N_{\max} - N_{\min}$ – максимальный размах суточной вариации; $R_2 = N_{\max} / N_{\min}$ – соотношение между N_{\max} и N_{\min} – показывает степень превышения N_{\max} над N_{\min} ; N_{\max}^0 , N_{\min}^0 – максимальное и минимальное значения чисел землетрясений относительно их среднечасового значения; $N_{\max}^0(\%)$, $N_{\min}^0(\%)$ – N_{\max}^0 и N_{\min}^0 в процентах от среднечасового значения; $N_{\text{дн}}$ и $N_{\text{н}}$ – числа землетрясений в дневное (от 7 часов до 19 часов) и ночное (от 19 часов до 7 часов) время суток; $R_3 = N_{\text{н}} / N_{\text{дн}}$ – соотношение между $N_{\text{н}}$ и $N_{\text{дн}}$ – показывает степень превышения $N_{\text{н}}$ над $N_{\text{дн}}$.

Таблица 6.2 - Основные характеристики кривых суточной периодичности в реализации слабых землетрясений для четырех сейсмоактивных зон на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона

Название зон/параметров	Северо-Тянь-Шаньская		Жонгарская		Халыктауская			Кетменская	
K	$\leq 5,5$	6,0	$\leq 5,5$	6,0	$\leq 5,5$	6,0	7,0	$\leq 5,5$	6,0
N	1478	2515	85	622	115	6888	3062	300	1731
$N_{\text{ср}}$	61,5	105	3,5	25,9	4,8	286,6	127,7	12,5	72,1
N_{\max}	100	120,7	6,0	40,9	12	493,3	190	25,6	98,3
N_{\min}	33	91,3	1,2	15,6	1,0	96,7	70,7	4,0	48,3
R_1	67	29,4	5,4	25,3	11,0	396,6	119,3	21,6	50,0
R_2	3,3	1,3	5,5	2,6	12,0	5,1	2,7	6,4	2,0
N_{\max}^0	38,5	15,7	3,1	15,0	7,2	206,5	62,3	13,1	20,2
N_{\min}^0	28,5	13,7	2,3	10,3	3,8	190,1	57	8,5	23,8
$N_{\max}^0(\%)$	63	15	88,6	57,9	150	72	49	105	36,3
$N_{\min}^0(\%)$	46	13	65,7	39,8	80	66	45	68	33
$N_{\text{дн}}$	490	1129	19	234	12	1555	1037	83	709
$N_{\text{н}}$	988	1386	65	388	103	5333	2052	217	1022
R_3	2,0	1,2	3,5	1,6	7,9	3,4	2,0	2,6	1,4

Согласно данным в таблице 6.2, наибольшее количество проанализированных землетрясений было в Халыктауской зоне ($N=10065$), среднее - в Северо-Тянь-Шаньской ($N=3993$) и Кетменской ($N=2031$) зонах, а Жонгарской зоне их количество было наименьшим ($N=707$), что связано с относительно низким уровнем сейсмической активности этой зоны. Число землетрясений по энергии в большинстве случаев находится в пределах 1478-6810, что является статистически представительным. Пониженными значениями числа сейсмических событий с $K \leq 5,5$ характеризуются Жонгарская ($N=85$) и Халыктауская ($N=115$) зоны, что можно объяснить отсутствием или малым числом сейсмических станций вблизи этих сейсмоактивных зон. Анализ данных таблицы 6 показал, что для количественной оценки характеристик суточной периодичности в числе землетрясений наиболее информативными оказались параметры R_2 , R_3 , $N_{\max}^0(\%)$ и $N_{\min}^0(\%)$. Их повышенные значения свидетельствуют о факте существования суточной периодичности во временных последовательностях сейсмических событий. Если же параметры R_2 , R_3 близки к единице, или же параметры $N_{\max}^0(\%)$ и $N_{\min}^0(\%)$ менее 10, то это свидетельствует об отсутствии суточной периодичности в реализации землетрясений. В нашем случае, согласно данным таблицы 6.2, величина указанных параметров

максимальна для самых слабых сейсмических толчков с $K \leq 5,5$ ($M < 0,8$). Как было показано на рисунке 6.4, а также, как следует из литературных источников, перепад в числе землетрясений в суточном ходе может достигать порядка 15-17%. Данные таблицы 6.2 показывают, что значения этого параметра, полученные для отдельных зон ЖСТШР, в подавляющем большинстве случаев значительно больше. Это может говорить о том, что в рассмотренных нами зонах суточная периодичность в реализации слабых землетрясений проявляются “ярче” чем в других районах планеты.

По мере перехода к выборкам землетрясений с более высоким энергетическим классом значения их понижаются. Сказанное подтверждается, данными рисунка 6.15, где в качестве примера приведен график зависимости параметра R_3 от энергетического класса землетрясений.

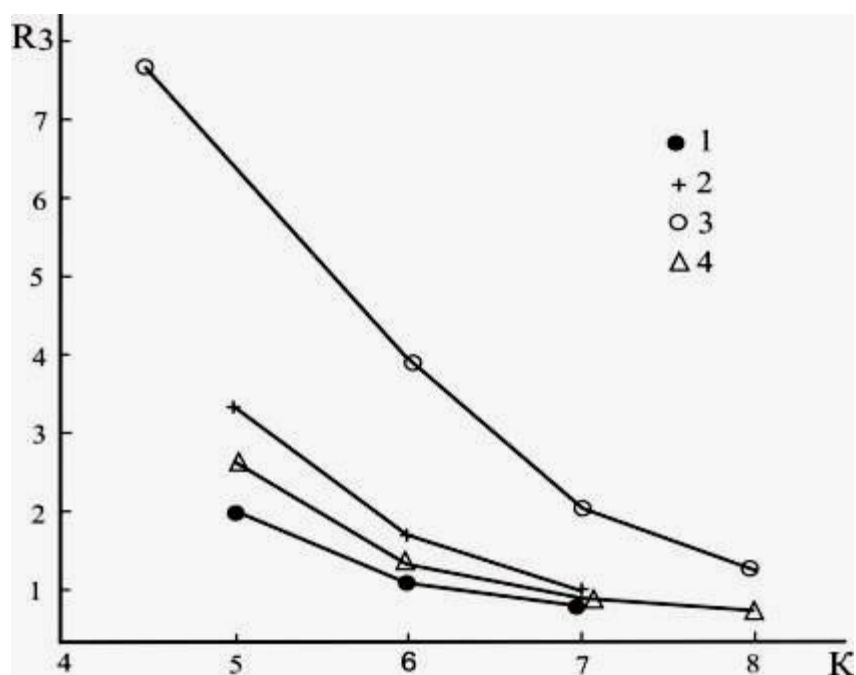


Рисунок 6.15- Зависимость параметра $R_3 = N_{\text{н}}/N_{\text{дн}}$ (отношение количества событий в дневные и ночные часы) от энергетического класса землетрясений для исследуемых зон: 1 – Северо-Тянь-Шанская; 2 – Жонгарская; 3 – Халыктауская; 4 – Кетменьская

Из рисунка 6.15 видно, что величина параметра R_3 уменьшается с ростом энергии землетрясений. Эта закономерность выполняется для всех исследуемых зон. Кроме того, наблюдается изменение общего уровня графиков в зависимости от района исследования. Так, повышенные значения R_3 отмечаются в Халыктауской, а пониженные – в остальных зонах. Для землетрясений представительного энергетического класса ($K=7$ и $K=8$) значение R_3 колеблется около единицы для трех зон (1, 2, 4), что говорит об отсутствии суточной периодичности в реализации землетрясений в этих зонах. Однако, в Халыктауской зоне (3), суточная периодичность наблюдается во временном ряде

чисел землетрясений с $K=7$ ($R_3=2,0$), которые, согласно графику повторяемости (рисунок 6.9), регистрируется без пропусков, т.е. являются представительными.

На рисунке 6.16 показана зависимость параметра $\lg R_3$ от количества использованных землетрясений ($\lg N$). Видно, что для представленных землетрясений величина R_3 , за исключением одного случая, находится вблизи единицы и не зависит от объема выборок. В случае непредставительных землетрясений наблюдаемая тенденция понижения R_3 с ростом N может быть связана не только с количеством (N), но и с энергетическим классом использованных землетрясений, как это следует из рисунка 6.15. К сожалению, имеющиеся данные пока не позволяют однозначно ответить на это вопрос.

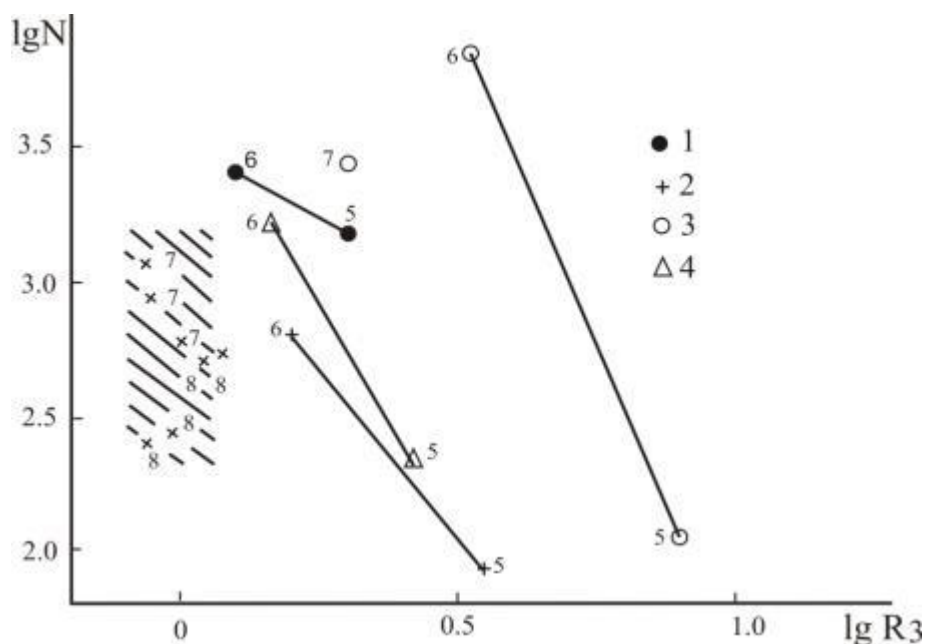


Рисунок 6.16 - Зависимость количества (N) землетрясений с очагами разных энергий от параметра R_3 для всех исследуемых зон:

1 – Северо-Тянь-Шанская; 2 – Жонгарская; 3 – Халыктауская; 4 – Кетменьская; 5 – Значения R_3 для представительных землетрясений; цифры у обозначений – энергетический класс (K) землетрясений; заштрихована область значения параметра R_3 для представительных сейсмических событий.

6.3 Сравнительный анализ геолого-геофизических и сейсмических параметров на территориях с наиболее и наименее выраженными суточными вариациями в числе землетрясений

Как показывают результаты на рисунках 6.11-6.14, наибольшее различие в суточной периодичности числа землетрясений наблюдается между Северо-Тянь-Шанской и Халыктауской зонами. Если в Халыктауской зоне (рисунок 6.14) суточная периодичность четко выделяется и имеет достаточно большую амплитуду для землетрясений с энергетическими классами $K=5.5$, $K=6.0$ и $K=7.0$, то в Северо-Тянь-Шанской зоне (рисунок 6.11) такая периодичность имеет

достаточно большую магнитуду только для землетрясений с $K=5.5$, но слабо выражена для $K=6.0$ и отсутствует для $K=7.0$. Чтобы пролить хоть некоторый свет на возможную причину такого различия, в работе [126] были сопоставлены геофизические и сейсмические параметры литосферы в этих двух зонах. На рисунке 6.17 показана Карта сейсмической активности (параметр A_{10}) для всего Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона. Пунктирными прямоугольниками выделены две упомянутые зоны: Северо-Тянь-Шаньская (1), ограниченная координатами (42° - 44° в.д. и 75° - 80° с.ш.), и Халыктауская (3), ограниченная координатами ($41^\circ50'$ - $44^\circ30'$ в.д. и $80^\circ40'$ - $81^\circ30'$ с.ш.). Черная линия на рисунке 6.17 маркирует положение геофизического профиля Восточный (долгота 79 - 80° Е), который, как видим, проходит по восточному краю территории (1) и близко примыкает к территории (3) в ее западной части.

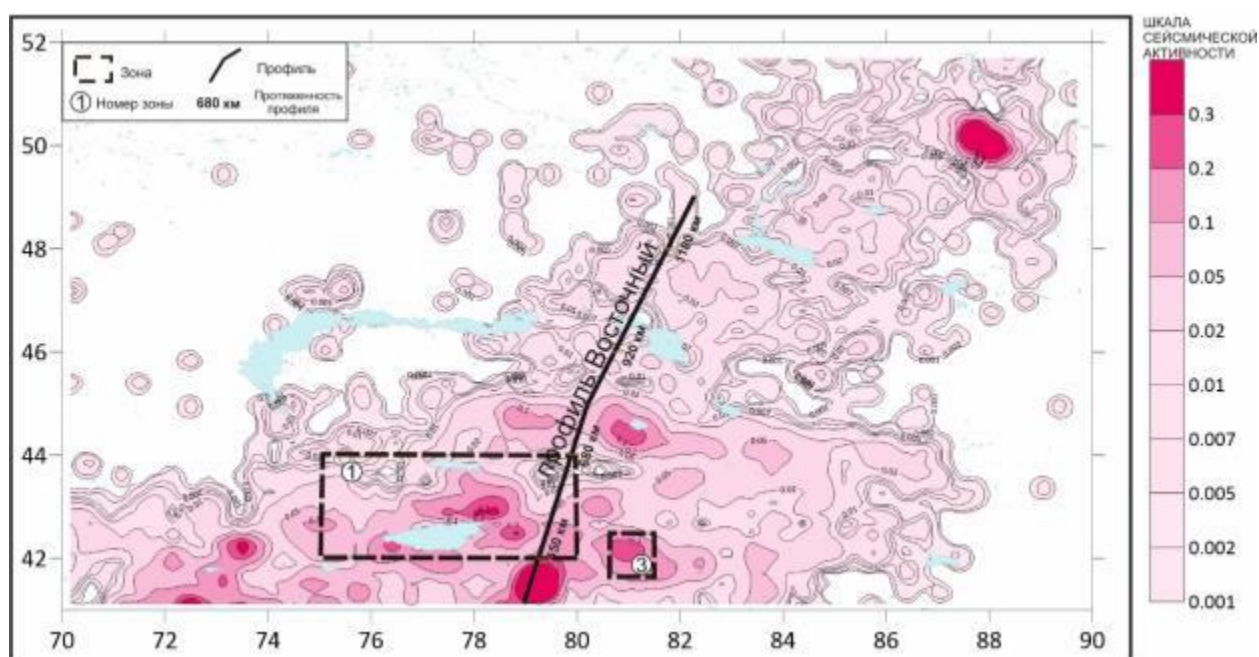


Рисунок 6.17 – Карта сейсмической активности A_{10} для Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, прямоугольниками выделены зоны:
1- Северо-Тянь-Шаньская и 3 – Халыктауская

На рисунке 6.18а (верхняя панель) представлена из работы [5] двумерная Р-скоростная модель по данным геофизического профиля Восточный протяженностью более 1000 км, который охватывает с юга на север зону сочленения западной периферии Тарима с Тянь-Шанем и далее следует вдоль восточной окраины Казахского щита, поочередно пересекая Джаркентскую, Алакольскую и Зайсанскую впадины, разделенные западными отрогами хребтов Джунгарского Алатау и Тарбагатай. Экспериментальной основой Р-скоростного моделирования здесь явилась сводная система годографов, составленная по материалам ГСЗ-МОВЗ [38] севернее широты 46° N и профильной томографии [31] южнее этой широты. На рисунке 37б (нижняя панель) приведена

территория, ограниченная координатами 42°-44° в.д. и 78°-80° с.ш., по профилю Восточный, где расположены хребты Терской Алатау и Кетмень.

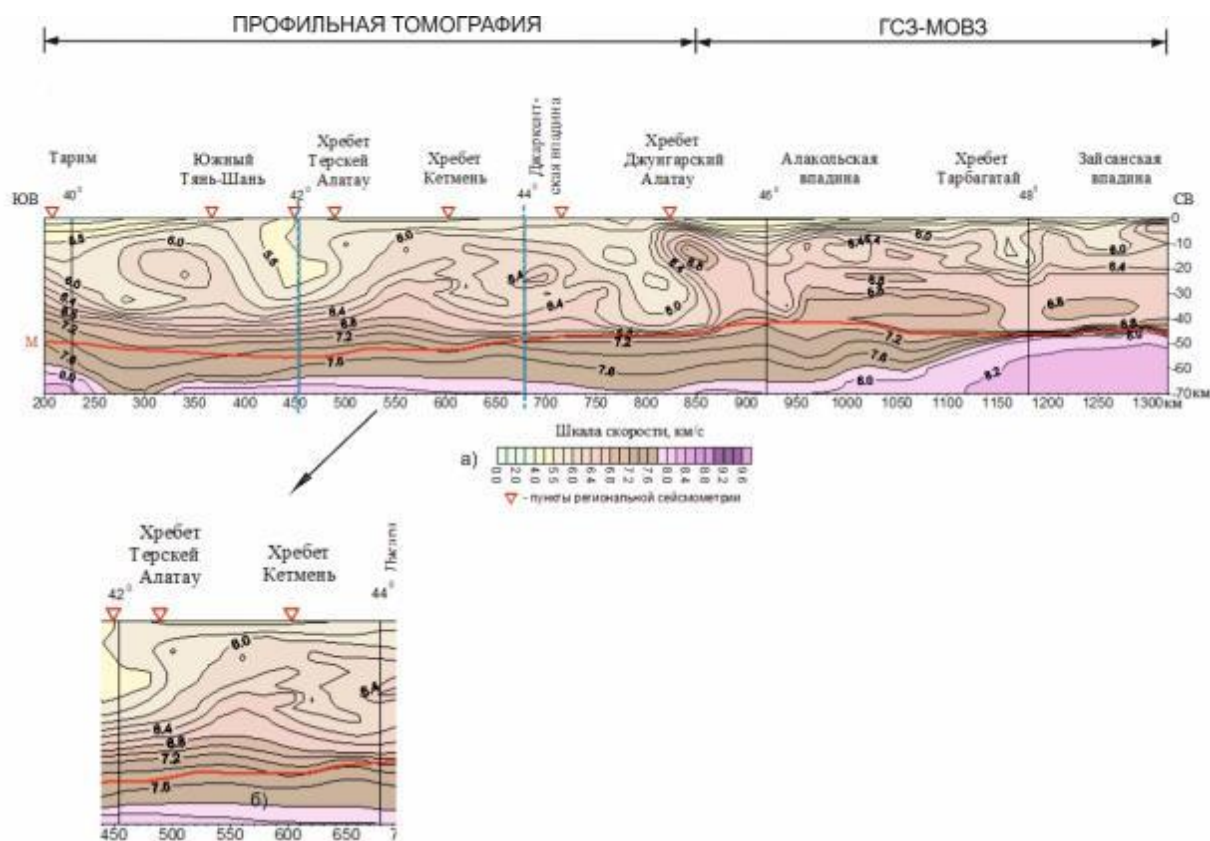


Рисунок 6.18—Двумерная Р-скоростная модель по профилю Восточный из работы [5]

В Таблице 1 во главе 1.2.2 приведены данные о структурно-вещественных комплексах стратифицированных и геофизических слоев земной коры и верхней мантии для изучаемого региона из работы [29]. По данным рисунка 6.18а, с учетом таблицы 1 можно заключить, что подошва платформенного чехла на скоростной модели контролируется схематично сглаженной изолинией 5.2 км/с, в соответствии с применяемыми системами наблюдений, только в случаях его относительно повышенной мощности (первые километры и более): в зоне сочленения Тарима с хребтом Кокшаалтоо, в Алакольской и Зайсанской впадинах. По особенностям внутренней Р-скоростной структуры консолидированной коры разрез наиболее отчетливо разделяется Жонгарским Алатау на два типа: орогенный с юга, характеризующийся соотношением мощностей верхнего сиалического и нижнего базитового обобщенных слоев со средним значением 3:1, и платформенный с севера с обратным отношением 1:3. Общая мощность коры орогенного типа на юге повышена, варьируя в пределах 45-56 км. Аномально повышенная мощность сиалического слоя консолидированной коры на юге является одним из наиболее характерных структурно-геофизических признаков ее высокой сейсмичности. Верхняя мантия в пределах охваченных моделированием глубин (до 70 км) на

преобладающей части профиля (200-1200 км) по значениям $V_p < 8.2$ км/с относится к активной, оказывающей решающее влияние на формирование сейсмичности [127,128].

Таким образом, территории обеих зон, как Северо-Тянь-Шаньской, так и Халыктауской, характеризуются аномально повышенной мощностью сиалического (гранито-гнейсового) слоя консолидированной коры, что является одним из наиболее характерных структурно-геофизических признаков возможно высокой сейсмичности в обеих зонах. Что же касается параметров сейсмического режима в этих двух зонах, то Карта сейсмической активности A_{10} (рисунок 6.17) показывает, что на территории Северо-Тянь-Шаньской зоны (1) значения параметра A_{10} изменяются в пределах от $A_{10}=0.001$ до $A_{10}=0.2$, среднее значение $A_{10}(cp)=0.02$. На территории же Халыктауской зоны (3) значение параметра сейсмической активности изменяется от $A_{10}=0.1$ до $A_{10}=0.2$, среднее значение $A_{10}(cp)=0.15$. То есть, сейсмическая активность на территории (3) более чем на порядок выше, чем на территории (1). Это видно, как отмечалось выше, и по данным использованного сейсмологического каталога, в котором количество зарегистрированных слабых землетрясений на обширной территории (1) составило 3993 событий, а на гораздо меньшей территории (3) составляло 10065 событий, то есть, в два с половиной раза больше. Следовательно, причина различия в характеристиках суточного хода числа землетрясений в рассмотренных двух зонах может быть обусловлена тем, что большое число землетрясений в Халыктауской зоне было статистически достаточным для решения поставленной задачи, а в Северо-Тянь-Шаньской зоне - не достаточным, что может измениться только в будущем по мере накопления здесь сейсмологических данных.

В диссертационной работе не стояла задача поиска физического механизма (природы) суточной периодичности в количестве землетрясений. Требовалось лишь провести исследования с целью ответа на вопрос: имеет ли наблюдаемая периодичность физическую природу или это есть «ложный эффект» из-за повышения в дневное время уровня помех. Поэтому, в данном параграфе остановимся лишь кратко на современных гипотезах о природе суточной периодичности в числе землетрясений. Как отмечено в работе [117], в настоящее время обсуждаются в основном две гипотезы для интерпретации суточной вариации в числе землетрясений. Первая гипотеза основана на идее влияния на земную кору внешних воздействий (атмосферы, ионосферы, техносферной деятельности человека). Вторая гипотеза интерпретирует наблюдаемую вариацию как явление, обусловленное шумовым подавлением сейсмических волн, когда они регистрируются на фоне шумов, имеющих соответствующую периодичность. Однозначного ответа на вопрос какой гипотезе отдать предпочтение пока нет. Хотя сейсмологические данные во многом поддерживают гипотезу шумовой дискриминации, некоторые факты ей противоречат, и ключевой аргумент в этом противоречии - статистически значимая суточная периодичность в некоторых выборках сильных репрезентативных землетрясений. Например, это было обнаружено на

территории Греции [129], правда, спустя четыре года эти авторы пересмотрели свои результаты и сделали вывод [117], что суточная периодичность репрезентативных землетрясений в Греции могла быть вызвана некоторыми дефектами в каталоге. В итоге они заключили, что в соответствии с гипотезой шумовой дискриминации (наблюдательный отбор), можно объяснить суточный ход в потоке землетрясений из-за разницы эффективной чувствительности сейсмической сети в дневное и ночное время, что связано с изменениями в уровне природных и техногенных возмущений в течение дня. В то же время, вряд ли это заключение можно рассматривать как окончательное, хотя бы по двум причинам: 1) - в ряде работ, например [116], установлен факт наличия суточной периодичности в числе землетрясений, происходящих на глубине более 50 км, где вряд ли возможно влияние поверхностных эффектов как природного, так и техногенного характера, и 2) - приведенные в данной главе результаты показывают наличие суточной периодичности в сильных репрезентативных землетрясениях ($M \geq 4.5$) в долготном секторе Восточной Азии ($120^0\text{E}-180^0\text{E}$), где наблюдается самая высокая сейсмическая активность на планете.

Что же касается гипотез о возможной природе суточной периодичности (если она действительно обусловлена физическими причинами), то практически сразу же, еще в 19 веке, как только такую периодичность обнаружили, возникла гипотеза, что этот феномен может быть обусловлен гравитационным воздействием на земную кору лунных и солнечных приливов [130,131]. Проверка этой гипотезы все еще продолжается, при этом, некоторые авторы ее поддерживают [132-134], а некоторые - либо ставят под сомнение, либо вообще отвергают, например [135,136]. Также, рассматривается гипотеза о возможном влиянии метеорологических процессов на суточную периодичность землетрясений. Атмосферные процессы взаимодействуют с земной поверхностью через эффект трения. В результате между атмосферой и земной корой происходит обмен моментом импульса, вследствие чего Земля изменяет фигуру и скорость вращения вокруг своей оси [137]. В последние десятилетия, благодаря реализации системы GPS, а также специальной организации наблюдений на РСДБ, повысилась точность измерения скорости вращения Земли на 3-4 порядка, благодаря чему выявлены суточная и полусуточная гармоника в угловой скорости ее вращения [138]. Не исключено, что эти эффекты могут привести к появлению аналогичных гармоник в количестве землетрясений, поскольку, например, обнаружена корреляция годового количества сильных землетрясений с изменением углового ускорения Земли [139].

К сказанному можно добавить, что в 1950-е годы 20 века начались активные исследования вариаций регионального геомагнитного поля в связи с сильными землетрясениями. Наблюдаемые магнитные аномалии перед сильными землетрясениями были интерпретированы как результат изменения магнитных свойств горных пород при различной тектонической нагрузке [140]. В те же годы, исследования австрийских ученых выявили процесс

сейсмического и геомагнитного взаимодействия, который существенно отличается от «тектономагнитных» эффектов. Результаты австрийских ученых показывали, что магнитные вариации не являются следствием сейсмической активности и изменения напряженного состояния в литосфере Земли, а наоборот, являются частью процесса, влияющего на сейсмическую активность. Почти полувековые исследования в этом направлении привели к гипотезе [141] о влиянии на сейсмическую активность Земли геомагнитной Sq-вариации, то есть, спокойной солнечно-суточной вариации геомагнитного поля, которая порождается системой ионосферных токов [142], достигающих в ионосфере десятки тысяч Ампер. Система Sq-токов, индуцированная в недрах Земли ионосферными токами [143], может также, как и в ионосфере, достигать десятки тысяч Ампер. В настоящее время гипотеза [141] активно обсуждается в связи с суточными вариациями сейсмической активности.

Таким образом, на примере территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона исследована суточная периодичность в реализации слабых землетрясений и микротолчков; полученные кривые суточного хода сейсмичности идентичны аналогичным кривым суточного хода чисел слабых землетрясений, выделенных для других регионов планеты.

Разработаны основные параметры суточной периодичности, наиболее информативными из которых оказались параметры R_2 – степень превышения максимального значения чисел землетрясений над минимальным, $R_3 = N_n / N_{дн}$ – степень превышения чисел землетрясений в ночное время (N_n) над их числом в дневное время ($N_{дн}$) и $N_{max}^0(\%)$, $N_{min}^0(\%)$ – наибольшее и наименьшее значения чисел землетрясений от их среднечасового значения в процентах.

Показано, что наиболее ярко суточная периодичность проявляется для сейсмических событий с $K \leq 6$ для Северо-Тянь-Шаньской, Жонгарской, Кетменьской зон, и с $K \leq 7$ для Халыктауской зон. С увеличением энергетического класса (магнитуды) землетрясений наблюдаемая закономерность ослабевает и практически исчезает для толчков с $K \geq 7$ для Северо-Тянь-Шаньской, Жонгарской, Кетменьской и с $K \geq 8$ для Халыктауской зон.

Обнаружено, что наибольшее различие в режиме суточной периодичности наблюдается для Северо-Тянь-Шаньской и Халыктауской зон, а именно, если в Халыктауской зоне суточная периодичность четко выделяется и имеет достаточно большую магнитуду для землетрясений с энергетическими классами $K=5.5$, $K=6.0$ и $K=7.0$, то в Северо-Тянь-Шаньской зоне такая периодичность имеет достаточно большую магнитуду только для землетрясений с $K=5.5$, но слабо выражена для $K=6.0$ и отсутствует для $K=7.0$.

Показано, что территории как Северо-Тянь-Шаньской, так и Халыктауской зон характеризуются аномально повышенной мощностью сиалического (гранито-гнейсового) слоя консолидированной коры, что является одним из наиболее характерных структурно-геофизических признаков возможно высокой сейсмичности в обеих зонах, однако, параметр сейсмической активности (A_{10}) на территории Халыктауской более чем на порядок выше, чем

на территории Северо-Тянь-Шаньской зоны; сделано предположение, что ряды данных о землетрясениях с энергетическими классами $K=6.0$ и $K=7.0$ статистически были достаточны для решения поставленной задачи на территории Халыктауской зоны, но недостаточен для решения этой задачи на территории Северо-Тянь-Шаньской зоны, что может измениться в будущем по мере накопления сейсмологических данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате решения поставленных в диссертационной работе задач, получены следующие основные результаты:

1. Аналитический обзор геологического и тектонического строения территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона, как среды, где зарождаются очаги землетрясений, показал, что наибольшее количество землетрясений связано с областями каледонской консолидации (в зонах неотектонической активизации), а внутри них – с массивами гранитоидов, причем наиболее сильные сейсмические события произошли в районе крупнейших батолитов, расположенных в областях интенсивных новейших поднятий; в зависимости от ориентации главных разломов по отношению к морфоструктурам (продольные, поперечные и их пересечения), выявилась наибольшая приуроченность землетрясений к пересечениям разломов, затем – к продольным и наименьшая – к поперечным.

2. Разработаны картографические модели количественных долговременных параметров сейсмичности на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (карты эпицентров землетрясений, карта плотности эпицентров, карта плотности эпицентров по глубине залегания очагов, карта сейсмической активности, которые являются фактологической основой для оценки сейсмической опасности Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона.

3. Разработана Карта оценки сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня с использованием модели Кулона переноса тектонических напряжений; показано, по данным расчета Кулоновских напряжений, сейсмическая активность в районе северо-восточной части разлома Каскеленский, на юго-западной части разлома Заилийский, а также по разломам Южно-Джунгарский и Алтынэмельский может быть больше, чем это следует из используемой в настоящее время карты оценки сейсмической опасности что заслуживает повышенного внимания, в том числе, при прогнозировании землетрясений.

4. Изучено пространственно-временное распределение сильных землетрясений ($K \geq 12$) в разных зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона с 1880 по 2022 гг.; выявлена приуроченность этих событий к крупным тектоническим разломам, с формированием отдельных сейсмических блоков субширотного направления протяженностью до первых тысяч километров с чередованием периодов сейсмической активизации и затишья продолжительностью 20-25 лет, на основании чего разработана и используется в Институте сейсмологии методика долгосрочного сейсмического прогноза «Сейсмический цикл».

5. Изучены суточные вариации слабых землетрясений (от $K=5.5$ до $K=8.0$) в четырех зонах Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона (Северо-Тянь-Шаньской, Жонгарской, Халыктауской, Кетменьской); показано, что наибольшее различие наблюдается для Халыктауской и Северо-Тянь-Шаньской зон: в первой из которых суточная периодичность четко выделяется в числе

землетрясений до $K=7.0$, а во второй – только до $K=5.5$; сделан вывод, что отсутствие суточной периодичности в количестве землетрясений с $K=7$ на территории Северо-Тянь-Шаньской зоны обусловлено недостаточностью информации о таких событиях, в связи с более пониженной здесь сейсмической активностью по сравнению с территорией Халыктауской зоны; данная ситуация может измениться здесь в будущем в связи с получением более длинных рядов сейсмологического мониторинга.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. Масштаб 1:1500000. Главн. редакторы Н. А. Афонищев, Н. Г. Власов. – Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
2. Геология СССР. т. XL: Южный Казахстан. - М.: Недра, 1971. Кн.1, 531с.; кн.2. - 286 с.
3. Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. Алматы, Гылым, 1994. 400 с.
4. Абдуллин А.А., Е.И. Паталаха. Геодинамика земной коры Казахстана – Алма-Ата, 1980. – 176 с.
5. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана /Под ред. Б.С.Ужкенова, Е.Нусипова. - Алматы, 2007. - 411 с.
6. Власов Н.Г., Дьяков Ю.А., Чернер Э.С. (ред.). Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. М-б 1:500 000. С приложениями. Л., ВСЕГЕИ. 1989.
7. Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. Геологическая карта Кыргызской республики м-ба 1:500 000. СПб, ВСЕГЕИ, 2008.
8. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета Наук УзССР. Ташкент, 1938. 415 с.
9. Гесь М.Д. Террейнова структура и геодинамическая эволюция каледонид ТяньШаня. Бишкек, 2008. 158 с.
10. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Шергина Ю.П., Кузнецов Л.В., Рублев А.Г. Возраст и обстановки формирования герцинских гранитоидов Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ, 1996. Сер. 7, Вып. 4. С. 58-72.
11. Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтоо // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961. Вып. 1. С. 23-41.
12. Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1978. 260 с
13. Бакиров А. Б., Котов В. В. Эклогитоносные метаморфические формации — показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой ТяньШаня. Фрунзе, 1988. С. 4-25.
14. Meyer M., Klemm R., Konopelko D. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // Lithos, 2013, v.177. P. 207-225.
15. Meyer M., Klemm R., Hegner E., Konopelko D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // Journal of Metamorphic Geology, 2014, v. 32. P. 861–884.
16. Konopelko D., Klemm R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP

- [illegible]

- рекомендации по изучению глубинного строения Казахстана на основе геотраверсов. Алма-Ата:КАЗИМС, 1990. 101с.
31. Шацлов В.И., Сайипбекова А.М. Профильная томография литосферы Тянь-Шаня по материалам региональной сейсмологии //Доклады НАН РК, 1994, №6. С.47-52.
 32. Xu Yi, Liu Futain, Liu Jianhua, Sun Ruomei. Seismic Tomography of the Northwestern Chinese Continent and Deep Tectonics of Orogenic Belts //’99 Int. Symp. on Tianshan Earthquakes, Abstr. Urumqi, 1999. P.182-183.
 33. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3-D Р-скоростная структура мантии северо-западной Евразии //Геофизический журнал. 1998. №3. том 20. С. 67-91.
 34. Пуцаровский Ю.М. Избранные труды: Тектоника Земли. Этюды. Т.1: Тектоника и геодинамика, 2005. 350с.
 35. Maruyama Sh. Plume tectonic //J.G.S. JAPAN, 1994. Vol.100. №1. 3.24-49.
 36. Шацлов В.И., Тимуш А.В. Новые представления о литосфере Казахстана //Науки о Земле в Казахстане (Доклады казахстанских геологов к МГК-33). Алматы, 2008. С.9-22.
 37. Шацлов В.И., Тимуш А.В., Степаненко Н.П., Кайдаш Т.М., Белоусова Н.П. Особенности строения литосферы Тянь-Шаня и прилегающих платформ //Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска. Алматы, 2005. С.118-129.
 38. Шацлов В.И., Горбунов П.Н., Фремд А.Г. и др. Скоростные модели земной коры Казахстана. Алматы: Евразия, 1993. 105с.
 39. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г. и др. На пути к 3D структуре земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня: результаты глубинной магнитотеллурики //Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов (2-й международный симпозиум; тезисы). Бишкек, 2002. С.25-27.
 40. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Упруго-прочностные характеристики земной коры Тянь-Шаня //Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Алматы: Эверо, 1997. С.359-374.
 41. Шацлов В.И., Степаненко Н.П. Геофизические критерии выявления очаговых зон сильных землетрясений на Тянь-Шане //Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. М-лы 2-го межд. симп. Москва-Бишкек, 2003. С.129-139.
 42. Нусипов Е.Н., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П., Шацлов В.И. Объемное Р-скоростное моделирование литосферы Каспийского региона //Геология и охрана недр, 2006. №1 (18). С.52-59.
 43. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Структура подошвы земной коры Казахстана и сопредельных территорий //Inland Earthquakes, 1996. Vol.10. №1. P.86-92.
 44. Нусипов Е.Н., Оспанов А.Б., Сыдыков А., Тимуш А.В., Шацлов В.И. Особенности структуры активной мантии территории Казахстана в связи

- с сейсмичностью //Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии (Мат-лы Всероссийского совещания 20-23.09.2005). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Вып.3. С.54-59.
45. Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Глубинная структура земной коры Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского и Каратауского регионов //Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: Эверо, 2000. С.75-96.
 46. Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шацлов В.И., Сыдыков А., Горбунов П.Н., Садыкова А.Б. Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: Эверо, 2000. С.80-82.
 47. Апполонов М.К., Паталаха Е.И. Тектоника палеозойд Казахстана – фиксизм или мобилизм //Геология и металлогения Казахстана. Алма-Ата. 1989. С.146-162.
 48. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип) М.: Недра, 1984. 208с.
 49. Шлыгин, А.К. Казахстанско-Тянь-Шаньская область каледонской консолидации //Геология СССР. М.: Недра, 1971, т.Х, Южный Казахстан, кн.2. - 1971. - С.103-105.
 50. Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1 000 000 /Гл. ред. Г.Р.Бекжанов. СП бг.: ВСЕГЕИ. - 1996.
 51. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана /Ержанов Ж.С., Курскеев А.К., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М. - Алма-Ата: Наука, 1982. - 232 с.
 52. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887г. //Труды геол.ком. СПб, 1890. Т.10. С.154.
 53. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в Северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910г. (4 января 1911г.) //Тр.Геол.ком. Нов.сер.1914. Вып.89. С.1-170.
 54. Гоби-Алтайское землетрясение /Отв.ред. В.П.Солоненко. М.: Изд. АН СССР, 1963. 391с.
 55. Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях //Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. С.33-48.
 56. Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники //Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948. №5. С.13-24.
 57. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня (Зап. Всесоюзн. геогр. об-ва, новая серия, т.3). М.: ОГИЗ, 1948. 222с.
 58. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
 59. Костенко Н.Н. Альпийский тектогенез в Казахстане //Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1987. №3. - С. 22-30.
 60. Костенко Н.Н. Четвертичные отложения Казахстана и прилежащих территорий союзных республик. - Алма-Ата, 1978. - 157 с.

61. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Труды геол. Института АН СССР. 1963. -С. 75.
62. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. - М.:Наука, 1969. - 190 с.
63. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. - Москва, «Недра», 1987. - 49 с.
64. Куликовский К.Т., Шлыгина В.Ф. Альпийские тектонические движения и строение мезозойско-кайнозойского чехла. Заилийский район и Илийская впадина //Геология СССР. Том 40: Южный Казахстан. - М.: Недра, 1971.- Кн.2. - С. 181-188.
65. Куликовский К.Т. О связи современных движений земной коры с неотектоникой северных подножий хребта Заилийский Алатау //Современные движения земной коры. Тарту, 1973. - № 5. - С. 564-568.
66. Куликовский К.Т. Неотектоника северных склонов хребта Заилийского Алатау //Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. - Алма-Ата, 1974. - С. 209-213.
67. Ержанов Ж.С., Калмурзаев К.Е., Нерсесов И.Л. Жаланащ-Тюпское землетрясение 25 марта 1978 года. – Вестн. АН КазССР, 1978, №10, с. 38-44.
68. Тимуш А.В. О возможной сеймотектонической природе некоторых геоморфологических аномалий на предгорных равнинах Южного Прибалхашья // Изв. Ан КазССР. Сер.геол., 1980. - №1. - С. 59-67.
69. Любецкий В.Н. Системы глубинных разломов Казахстана. – В кн.: Тектоническое строение Казахстана. Алма-Ата, 1975, с. 54-98.
70. Афонищев Н.А. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау. – Сов. геол., 1959, №8, с. 8-15.
71. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1986. - 314 с.
72. Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н. Капчагайское землетрясение 1 мая 2011 года // Вестник НЯЦ РК, 2013. -Вып. 1.- С. 102-109.
73. Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д., Сердюков М.К. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата, 1975. 169 с.
74. Тимуш А.В. Сеймотектоника и прогноз сейсмической опасности в Казахстане //Геология Казахстана. 1998. №1. С.54-62.
75. Тимуш А.В, Тарадаева Т.В. Сравнительная сеймотектоника сильных землетрясений Казахстана и Средней Азии //Inland Earthquake, 1996. Vol.10. P.342-351.
76. Stein, R. S. The role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature, 402, 1. (1999).
77. Stein R S, Lisowski M. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: control of aftershocks and postseismic deformation. J. Geophys. Res., 1983, 88(B8): 6477-6490. DOI:10.1029/JB088iB08p06477

78. King G C P, Stein R S, Lin J. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1994, 84(3): 935-953.
79. Stein R S, King G C, Lin J. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude=7.4 Landers earthquake. *Science*, 1992, 258(5086):1328-1332. DOI:10.1126/science.258.5086.1328
80. Stein R S, King G C P, Lin J. Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors. *Science*, 1994, 265(5177):1432-1435. DOI:10.1126/science.265.5177.1432
81. Cianetti S, Giunchi C, Cocco M. Three-dimensional finite element modeling of stress interaction: an application to Landers and Hector Mine fault systems. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110(B05S17). DOI:10.1029/2004JB003384
82. Freed A M. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth. Pl. Sc.*, 2005, 33: 335-367. DOI:10.1146/annurev.earth.33.092203.122505
83. Harris R A. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, 1998, 103(B10): 24347-24358. DOI:10.1029/98JB01576
84. Freed A M, Lin J. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, 2001, 411(6834):180-183. DOI:10.1038/35075548
85. Shi, Y. (2001). Stress triggers and stress shadows: How to apply these concepts to earthquake prediction. *Earthquake*, 21(3), 7. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-583274.2001.03.001>
86. Wan, Y., Wu, Z., Zhou, G., Huang, J., & Qin, L. (2002). Earthquake stress triggering study. *ACTA SEISMOLOGICA SINICA*, 24(5), 19.
87. Stein R S, Barka A A, Dieterich J H. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 1997, 128(3): 594-604. DOI:10.1111/gji.1997.128.issue-3
88. Shen Z K, Wan Y G, Gan W J, et al. Viscoelastic triggering among large earthquakes along the east Kunlun fault system. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2003, 46(6): 786-795.
89. Hao P, Fu Z X, Tian Q J, et al. Large aftershocks triggering by Coulomb failure stress following the 2001 Ms=8.1 great Kunlun earthquake. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2004, 26(1): 30-37.
90. Wan Y G, Shen Z K, Zeng Y H, et al. Evolution of cumulative Coulomb failure stress in northeastern Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its effect on large earthquake occurrence. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2007, 29(2): 115-129.
91. Lin, J. and R.S. Stein, 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
92. Toda, S., R. S. Stein, K. Richards-Dinger and S. Bozkurt, 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on

- earthquake stress transfer, Journal of Geophysical Research, v. 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
93. Toda, Shinji, Stein, R.S., Sevilgen, Volkan, and Lin, Jian, 2011, Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060, 63 p., available at <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>.
94. Faults types: What are the three main types of faults? <https://www.geologypage.com/2017/10/three-main-types-faults.html>
95. Research gate https://www.researchgate.net/figure/Illustration-of-the-DC-source-model-ph-d-and-l-denote-the-strike-dip-and-rake-angles_fig6_344395616
96. Сыдыков А. Сейсмический режим территории Казахстана. - Алматы: Гылым, 2004.- 268 с.
97. Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция www.some.kz
98. Новый каталог сильных землетрясений СССР с древнейших времен до 1975 г. /Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. - М.: Наука, 1977. - 535 с.
99. Сейсмическое районирование Казахстана.-Алма-Ата:Наука,1979.-140 с.
100. Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации //Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. - М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып.2-3. - С. 9-26.
101. Джанузаков К.Д., Шукурова Р., Власова А.А. и др. Каталог землетрясений Тянь-Шаня //Inland earthquake. - 1997. Vol. 11 - 183 p.
102. Михайлова Н.Н., Неверова Н.П., Калмыкова Н.А. Энергетические и магнитудные характеристики землетрясений в практике сейсмических наблюдений на Северном Тянь-Шане //Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. - М.: НИА. ПРИРОДА. 1999. - С. 60-64.
103. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Оценка представительности землетрясений с $K \geq 12$ территории юга и юго-востока Казахстана //Изв. АН КазССР. Сер.геол. Деп. 4.10.1988. №2353. - 11 с.
104. Аранович З.И., Ахалбедашвили А.М., Гоцадзе О.Д. Методика расчета эффективности региональных сейсмических станций на примере Кавказа //Вопросы оптимизации и автоматизации сейсмических наблюдений. - Тбилиси: Мецниереба, 1977. - С. 27-57.
105. Об эффективности системы сейсмологических наблюдений на Северном Тянь-Шане. Михайлова Н.Н. В кн.: Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. - Алма-Ата:Наука, 1986. - С. 9-17.
106. Шацилов В.И. Обоснование способа массового определения координат очагов местных землетрясений // Прогноз землетрясений. - Душанбе: Дониш, 1982. №2. - С.173-196.

107. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. - М.:Наука, 1985.- 406 с.
108. Жунусова А.Ж., Садыкова А.Б., Сыдыков А. Количественная оценка сейсмичности /В кн. «Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана». - Алматы. 2007. - С. 237-250.
109. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Особенности сейсмичности и сейсмического режима территории Казахстана //Геология и охрана недр. - 2007. №2.- С. 58-62.
110. Садыкова А. Б. Сейсмический режим района Алматы //Промышленность Казахстана. - Алматы. 2009. № 2. - С. 56-57.
111. Сиылканова А.О. Пространственно-временное распределение землетрясений на Северном Тянь-Шане. XII Международная сейсмологическая школа "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных".2017.С.347-350.
112. Садыкова А.Б. Сейсмическая опасность территории Казахстана. Алматы: Хай Текнолоджи. - 2012. - С. 268.
113. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Блочно-циклическая модель сейсмического режима // Второй международный геофизический конгресс Казахстана (Сборник тез). Алматы. 1998. - С. 184.
114. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Физико-математическая модель сейсмического процесса на примере сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Естественно-гуманитарные науки и их роль в подготовке инженерных кадров (Труды международной научно-практической конференции). Алматы. 2002. - С. 239-242.
115. Davison C. The diurnal periodicity of earthquakes // Phil. Magaz. 1896. V. 42. P. 463–476.
116. Беляков А.С., Журавлев В.И., Лукк А.А. Суточная периодичность слабых землетрясений и высокочастотного подземного шума на Камчатке // Физика земли. 2011. №3. С. 34-54.
117. Desherevskii A.V., A.Ya. Sidorin. On the Diurnal Periodicity of Representative Earthquakes in Greece: Comparison of Data from Different Observation Systems. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2017, Vol. 53, No. 7, pp. 724–733.
118. Sydykov A., Sadykova A., Siylkanova A. Diurnal Periodicity of Weak Earthquakes in the Zhongar North Tian Shan Region (review). Surveys in Geophysics (2021) 42:21–41 <https://doi.org/10.1007/s10712-020-09622-4>, Vol. 42, ISSUE 1, pp.21-41, ISSN 15730956
119. Shimshoni M. Evidence for higher seismic activity during the night // Geophys. Journ. Res. Astr. Soc. V. 24. 1971. P. 97–99
120. Flinn E.A., Blandford R.R., Mack H. Comment on “Evidence for higher seismic activity during the night”, by Michael Shimshoni // Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc. 1972. V. 28. P. 307–309
121. Сидорин А.Я. Влияние Солнца на сейсмичность и сейсмический шум // Сейсм. приборы. 2004. Вып. 40. С. 71–80

122. Дещеревский Е.В., Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Гармского полигона // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 383–387
123. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Сычева Н.А. О суточной периодичности случайной составляющей в потоке сейсмических событий // Тихоокеанская геология. 2012. Том 31. №6. С. 68-78
124. Михайлова Н.Н., Комаров И.И. Ледниковые землетрясения Центрального Тянь-Шаня // Вестник НЯЦ РК. 2009. Выпуск 3. С.120-126.
125. Журавлев В.И., Лукк А.А., Мирзоев К.М., Сычева Н.А. Суточная периодичность слабых землетрясений Средней Азии // Физика Земли. 2006. №11. С. 29-43.
126. Сиылканова А.О., Узбеков Н.Б., Ратов Б.Т., Степаненко Н.П. О суточной периодичности потока слабых землетрясений на территории Жонгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона. Труды университета 2(91)2023, С.148-153, ISSN 1609-1825
127. Горбунов П. Н., Шацков В. И., Степаненко Н. П., Белоусова Н. П. Геофизическое моделирование литосферы сейсмоактивных и асейсмичных территорий Казахстана // Inland Earthquake.1995. Vol. 9.# 2.P. 171-183.
128. Нусипов Е.Н., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.Н, Шацков В.И. Объемное Р-скоростное моделирование литосферы Каспийского региона //Геология и охрана недр. - 2000, №1. - С. 52-59.
129. Deshcherevskii, A.V. and Sidorin, A.Ya., Diurnal periodicity of the representative earthquakes in Greece, Seism. Instrum., 2013, vol. 49, no. 3, pp. 189–208.
130. Knott C.G. On lunar periodicities of earthquakes // Proc. Roy. Soc. London. 1897
131. Schuster F. On lunar and solar periodicities of earthquakes // Proc. Roy. Soc. London.1897. V. 61. P. 455–465.
132. Allen M.W. The lunar triggering of earthquakes in Southern California // Bull. Seism. Soc. Amer. 1936. V. 26. P. 147–157
133. Weems R.E., Perry W.H. Strong correlation of major earthquakes with solid earth tides in part of the eastern United States // Geology. 1989. V. 17. P. 661–664
134. Юрков Е.Ф., Гиттис В.Г. О связи сейсмичности с фазами приливных волн // Физика Земли. 2005. № 4. С. 4–15.
135. Simpson J.F. Earth tides as triggering mechanism for earthquakes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. V. 2. P. 473
136. Vidale J.E., Agnew D.C., Johnston M.J.S., Oppenheimer D.H. Absence of earthquake correlation with Earth tide: An indication of high preseismic fault stress rate // Journ. Geophys. Research. Solid Earth 98JB00594. 1998. V. 103. № 10. P. 24567–24572.

137. Сидоренков Н.С. Исследование неприливной неравномерности вращения Земли и ее связи с процессами в атмосфере. Автореферат дисс... докт. физ.-мат. наук. М., 1979. 30с.
138. Жаров В.Е. Вращение Земли и динамика атмосферы. Автореферат дисс. докт. физ.-мат. наук. С-Пб. 1998. 20с.
139. Горьковатый Н. Н., Левицкий Л. С., Тайдакова Т. А. О корреляции графиков угловой скорости вращения Земли и модуля ее временной производной с частотой землетрясений в зависимости от магнитуды // Физика Земли. 1994, № 10. С. 33-38.
140. Nagata, T.: Seismo-magnetic Effect in a possible Association with the Niigata Earthquake in 1964, J. Geomag. Geoelectr., 28, 1976, С. 99–111.
141. Duma G. and Y. Ruzhin. Diurnal changes of earthquake activity and geomagnetic Sq-variations. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2003. №3, С.171–177.
142. Chapman, S. and Bartels, J.: Geomagnetism. Oxford Univ. Press (Clarendon), London and New York, 1940.
143. Matsushita, S.: Solar quiet and lunar daily variation fields, in: Physics of Geomagnetic Phenomena, Vol. 1, International Geophysics Series, Royal Belgian Meteorological Institute, Uccle, Belgium, 1968.